RIODICAL
16(2)
Oceanog. Soc. of Japan
Journal
16(2)

日本海洋學會誌

LIBRARY
JUL 21 1961
FISH & WILDLIFE SERVICE

JOURNAL OF THE OCEANOGRAPHICAL SOCIETY OF JAPAN

Volume 16, Number 2 JUNE 1960

CONTENTS

星野通平・市原優子: 熊野灘～遠州灘沖の大陸棚斜面の海底地形と底質について……41～46

市栄誉: 均質な上層と成層した下層より成る海洋の循環(英文)……47～54

藤井正之・木村 稔: 大隅群島海域の黒潮の変動と屋久島の沿岸表面水温の変化との関係について(序報)……55～58

宮崎道夫・阿部成雄: 対馬海流々域の水塊について……59～68

増沢譲太郎: 北太平洋亜寒帯海域における西岸境界流と鉛直流(英文)……69～73

今西 襄: 海洋魚における無機化学成分の研究—V. 「深海魚」,「かつお」および「まつかさうお」に含まれる非金属成分について……74～78

今西 襄: 海洋魚における無機化学成分の研究—VI. 「深海魚」,「まつかさうお」および「かつお」における銅, 鉛, 亜鉛の分布について……79～82

故 赤塚孝三・上野福三・三谷勝次・宮村光武: 伊勢湾における海況変動とプランクトン分布について……83～91

寄 稿……92～106
録 事……107～109

M. HOSHINO and Y. ICHIHARA: *Submarine Topography and Bottom Sediments off Kumano-nada and Enshu-nada (in Japanese)*……41～46

T. ICHIYE: *A Theory of Circulation in an Ocean Consisting of a Homogeneous Upper Layer and a Stratified Lower Layer*……47～54

M. FUJII and M. KIMURA: *Concerning the Relation between the Variation of Kuroshio in Osumi Gunto Area and that of Water Temperature in Yakushima Coastal Area (in Japanese)*……55～58

M. MIYAZAKI and S. ABE: *On the Water Masses in the Tsusima Current Area (in Japanese)*……59～68

J. MASUZAWA: *Western Boundary Currents and Vertical Motions in the Subarctic North Pacific Ocean*……69～73

N. IMANISHI: *Studies on the Inorganic Constituents of Marine Fishes—V. On the Nonmetallic Constituents of Deep-sea Fishes,* Katsuwonus pelamis *and* Monocentris japonica *(in Japanese)*……74～78

N. IMANISHI: *Studies on the Inorganic Constituents of Marine Fishes—VI. On the Distribution of Zinc, Copper and Lead in Deep-sea Fishes,* Monocentris japonica *and* Katsuwonus pelamis *(in Japanese)*……79～82

The late K. AKATSUKA, F. UYENO, K. MITANI and M. MIYAMURA: *On the Relation between the Distribution of Plankton and the Annual Changes of Sea Condition in Ise Bay (in Japanese)*……83～91

Correspondences……92～106
Proceegings……107～109

Published quarterly by the
Oceanographical Society of Japan
c/o Geophysical Institute, University of Tokyo
Yayoi-cho, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan

日本海洋学会

日本海洋学会誌編集委員会

委員長　宇田道隆（東京水産大学）
委　員　杉浦吉雄（気象研究所）
　　南日俊夫（気象研究所）
　　新野　弘（東京水産大学）
　　松江吉行（東京大学農学部）
　　吉田耕造（東京大学理学部）
　　石野　誠（東京水産大学）

日本海洋学会誌投稿規定

1. 投稿資格　報文の投稿者は，原則として本会々員に限る。但し会員外の協同研究者を含むことは差支えない。

2. 報文の受理　編集委員会が報文を受理した日をもつて受理日と定める。尚受理報文は，原則としてすでに公の会で講演されたもので，未印刷のものに限る。特に日本海洋学会の年会又は月例会で講演されたものであることが望ましい。原稿には講演の年月日・会名・場所を附記されたい。

報文の原稿は，東京都文京区向ケ丘弥生町東京大学理学部地球物理学教室内 日本海洋学会事務局 宛直送のこと。

3. 報文の用語　報文の用語は，和文（英文の要約を含む）又は欧文（原則として英語）の何れでもよい。

4. 原稿の書き方　報文は簡潔にわかり易く書き，図表を含めて**印刷頁で 10 頁以内**（和文では 400 字詰原稿用紙図表を含めて約 45 枚以内，欧文では通常のタイプライター用紙に，ダブル・スペース 25 行で，図表を含めて約 25 枚以内）を原則とし，それを超える時は，1 頁につき 1,500 円の実費を申受ける。**なお著者は必ず原稿の写しを保管しておくこと。**

原稿を書く時には，次のことがらに留意されたい。

（a）　和文原稿は，原稿用紙に読み易い字体で書き，欧文原稿は厚手の用紙にダブル・スペースでタイプすること。

（b）　報文の始めには，題名・著者名・所属機関名を明示すること。和文（英文）原稿では，之等の項目を英文（和文）でも附記すること。

（c）　和文原稿には，本文の始めに英文の要約を附すること。

（d）　図はそのまま版下になるように，黒インク又は墨で書くこと。図の大きさ（特に図の中の数字等）は印刷時の縮少を考慮して書くこと。

（e）　図及び表はなるべく少くしていただきたい。**図 8 枚を超える場合及び特殊なものに対しては，実費を申受けることがある。**

（f）　図及び表には必ず説明をつけ，和文原稿でも図表の説明は英文で書くこと。

（g）　数式は行を開けて，明瞭に書くこと．

（h）　引用文献は，報文の最後にまとめてつけ，和文の場合には通し番号をつけ番号順に，欧文の場合には，著者のアルファベット順に並べること。

（i）　人名（和文中の外国人名を含む）はスモール・キャピタルを用いる。

（j）　論文の型式は第 12 巻以後の各号を参照して，之にしたがうこと。

5. 編集　日本海洋学会誌の編集は，編集委員会で行う。編集委員会は，事情により原稿中の字句の加除訂正を行い，或いは著者に請求することがある。内容の如何によつては，原稿を受理しないことがある。初校は原則として著者が行う。

6. 別刷　別刷は報文一編につき 50 部を無料で著者に進呈する。これ以上の部数に対しては，実費（送料を含む）を徴収する。

7. 各号の原稿締切予定及び発刊予定日

	原稿締切	発刊予定日
第 1 号	1 月末日	3 月末日
第 2 号	4 月末日	6 月末日
第 3 号	7 月末日	9 月末日
第 4 号	10 月末日	12 月末日

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 2 June 1960

熊野灘～遠州灘沖の大陸棚斜面の海底地形と底質について*

星野通平**・市原優子***

Submarine Topography and Bottom Sediments off Kumano-Nada and Enshu-Nada

M. HOSHIMO and Y. ICHIHARA

Abstract: In this area, there are many submarine canyons and these canyons end in platform of 2000 m depth. Coarse sediments distribute along 1000 m depth curve.

Bottom sample from continental slope were analyzed by the second author. The results are shown in table 1 and 2 which show a similarity of chemical compositions between blue mud on marginal sea bottom (Hamaguchi and others, 1953) and continental slope.

1. まえがき

大陸棚上，あるいは深海底の堆積物にくらべて，大陸棚斜面の堆積物の研究はきわめて少い。ここに，熊野灘～遠州灘沖の大陸棚斜面上の6地点の堆積物試料について，しらべた結果を報告する。

大陸棚斜面を特徴づける堆積物は青泥であり，青泥は，有機物の供給の多い海水の流通の比較的少い地域に分布するものであつて，その生成機構はきわめて興味あるものである（星野，1956）。今回は，おもに，これら青泥の化学分析の結果を報告することにする。

これらの試料は，1957年5月の観測船明洋による定線観測のさいに採集したものであつて，試料の採集に協力していただいた佐藤孫七船長以下乗組員御一同，および，測量課沢田銀三氏にあつく感謝するものである。

2. 熊野灘～遠州灘の大陸棚斜面の海底地形

海図7105号によつて本地域の海底地形を概観すると，つぎのようである。

a. 海段；海段とは，大陸棚斜面上の平坦面をいう（田山，1950）。本地域における海段の発達は，熊野灘沖においてもつともいちじるしく，ここでは，水深2000 m前後の平坦面が，東北—西南の長軸をもつて広く分布していて，長軸の長さは80 kmにおよび，西北—東南の幅は60 kmほどである。この海段は，田山（1950）のいう日向海段であつて，室戸岬沖，日向灘沖などに広く分布するもので，潮ノ岬以西では，平坦面の上縁の水深は1500～1600 mほどであるのに，本地域では上縁，下縁の水深とも2000 m前後のきわめて平坦な地形を呈している。

b. 海底谷；本地域の大陸棚斜面の地形を特徴づけるものは，天竜川沖の海底谷であり，このものについては，かつて考察したところである（星野，1952）。天竜川沖の海底谷の地形は，水深200 m以深においてとくに明らかである。この谷は総体的にみると，東北--西南の方向にのびていて，谷の末端は上述した日向海段の上縁で終つている。谷頭部には，水深100～300 mにわたるいくつかの支谷がみられるが，天竜川の河口に向う水深100～500 mの二つの支谷はとくによく発達している。また，浜名湖沖の，水深100 m以深，1000 m以浅のところに，二つの谷地形がみられる。このように，御前崎から浜名湖にわたる間の遠州灘沖の大陸棚斜面には，他の新生界の分布地域とおなじように，数多くの海底谷が分布している。大王崎東方には，伊勢湾の湾口に向う海底谷があり，水深150 mほどから1500 mほどの間

* 1960年4月10日受理
** 海上保安庁水路部
*** 大阪市立大理工学部地学教室

Fig. 1. Submarine topography off Kumano-Nada and Enshu-Nada. (◎: sampling position)

に直線的に分布している。勝浦沖には，大陸棚上から大陸棚斜面上部を浅くきざむ海底谷があるが，一般に熊野灘の大陸棚斜面には海底谷はきわめて少い。

c. 海脚; 大陸棚斜面から連続して沖に突出する海底の山脚を海脚とよぶ。もつとも明らかな海脚は，大王崎の南にはり出しているもので，これは熊野灘と遠州灘の大陸斜面の地形を区分している。この海脚は水深 2000 m まで追跡することができ，水深 800～900 m のところに 743 m ほどの小突起をもつている。御前崎の南方からのびて，天竜川沖海底谷と駿河湾からつづく東北—西南方向の舟状海盆とのあいだをへだてる海脚がある。ただ，この海脚は水深 700 m 付近で峠状になつていて，先端部では，最浅所の水深が400 m 前後の孤立丘になつている。

d. 海丘; 天竜川沖海底谷の末端と 2000 m 海段との間に，水深 1500 m ほどの海底から水深 764 m，および，931 m にまで達する高まりがある。くわしい測量結果がないので，地形学上どのような名称でよぶべきか明らかでない。地質構造上からは御前崎からつづく海脚の連続かもしれない。

3. 底質について

a. 熊野灘—遠州灘沖大陸棚斜面の底質分布; 岩盤の分布は，潮岬沖の水深 1000 m 前後のところにだけ分布する。この地域の大陸棚斜面上の礫の分布は，岩盤の分布と同様に 1000 m 等深線にそつていて，大王崎東南の海脚と海底谷の境界付近にもつとも広く分布していて，この他，三木崎東方の 1000 m 等深線の湾入部，天竜川沖の海脚中の孤立丘の周縁などに点在している。砂は，熊野灘南部では 1000 m 等深線にそつて細く帯状に分布しているが，遠州灘の東部と西部では，大陸棚上から水深 1000 m 近くまで連続して砂質堆積物の分布がみられる。以上のべた岩盤や粗粒堆積物の分布は，大陸棚斜面の地史を考察する上にきわめて重要なことである。本地域の水深 1000 m 以深においては広く青泥が分布しているが，天竜川沖海底谷の中では，水深 500 m 以浅にまで青泥が分布している。

b. 採集試料の化学分析結果について

〔分析方法〕

(1) SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO: 通常の珪酸塩分析法をもちい，同一試料から分離定量した。

(2) Na_2O, K_2O: ローレンス・スミス法をもちいて分解し，塩化白金酸法で K_2O を分離定量した。

(3) FeO: 常法にしたがい，弗酸と稀硫酸で分解し，過マンガン酸カリで滴定した。

(4) MnO: 試料約 0.5 g を白金ルツボにとり，底がわずかに赤くなる程度に加熱して有料物を焼去し，硫酸 2～3 滴と弗酸を加えて試料を加熱分解し，不溶性残渣を沪別して，硝酸銀と過硫酸アンモンとで過マンガン酸イオンの紫紅色を発色させ，標準色とくらべた。

(5) P_2O_5: 試料約 0.1～0.2 g を採取し，硝酸と弗酸とで分解し，小山氏の方法(池田，1952)をもちいてモリブデン青を発色させ標準色とくとべて定めた。

(6) CO_2: 試料約 1 g を硫酸で分解し，発生した炭酸ガスはバリッタ水に吸収させ蓚酸で逆滴定してもとめた。

(7) 有機炭素: チューリン氏の酸化滴定法(船引他，1953)をもちいて定量した。

(8) 有機窒素: 試料約 2 g に分解促進剤(硫酸カリ 9 と硫酸銅 1 を混合粉砕したもの)を加え硫酸で分解し，窒素を硫酸アンモンとして固定し，その一部をとつてケルダール法によりアンモニアを定量して求めた。

(9) Cl: 試料約 1 g に蒸留水 100 cc を加え，Water bath 上で 30 分間温めて沪別し，沪液および洗液を合して硝酸銀で滴定した。

〔分析結果とそれに対する考察〕

分析結果は Table 1 のとおりである。なお，炭酸カルシウム，有機物，水，付着塩分* を除いた場合の化学組織を Table 1 より算出し，その結果を Table 2 にしめした。

---

* 試料を熱水で処理し，抽出液中の塩素量を付着海水に起因するものとみなし，海塩組成表により海水に由来する Na, Mg, Ca, K を算出した。海塩組成表は三宅泰雄 (1954) "地球化学" p. 181 によつた。

Table 1. Chemical composition of blue muds off Kumano-Nada and Enshu-Nada.

Sample	E-2	E-53	E-52	E-101	E-51	E-102
Depth (m)	2300	3440	1450	1200	470	3400
SiO_2	51.80 %	48.73 %	54.89 %	79.97 %	63.36 %	58.52 %
TiO_2	0.58	0.47	0.56	0.63	0.63	0.73
Al_2O_3	10.71	11.30	9.69	9.46	12.07	12.44
Fe_2O_3	3.49	3.23	3.43	3.53	3.67	5.15
FeO	2.25	2.28	2.69	2.89	2.76	2.06
MnO	0.05	0.07	0.05	0.07	0.07	0.08
CaO	6.77	6.24	7.29	6.51	3.53	2.00
MgO	1.74	1.96	1.83	2.00	1.60	2.45
Na_2O	6.78	5.42	4.16	7.67	5.10	3.64
K_2O	2.32	1.91	2.25	2.22	1.80	3.11
P_2O_5	0.21	0.13	0.29	0.17	0.24	0.22
H_2O^+ 110°C	2.21	3.65	4.04	4.10	3.47	4.12
H_2O^- 110°C	6.41	10.00	3.40	4.76	—*	3.92
CO_2	1.64	1.60	2.30	1.43	0.45	0.24
org. *C*	0.97(8)	0.85(4)	1.15(4)	2.00(9)	0.86(6)	0.52(0)
org. *N*	0.10(4)	0.09(1)	0.11(8)	0.18(1)	0.07(6)	0.05(4)
Cl_2–O	1.47	1.36	1.00	2.54	0.77	1.08
total	99.51	99.29	99.14	100.14	100.47	100.33
$CaCO_3$	3.76	3.66	5.27	3.28	1.03	0.55
residual salt	3.45	3.20	2.34	5.46	1.70	2.54
org. *C*/org. *N*	9.4	9.4	9.8	10.1	11.4	9.6

* analyzed after dried at 110°C

Table 2. Chemical composition of blue muds off Kumano-Nada and Enshu-Nada. (Calculated from table 1, excluded calcium carbonate, organic matter, water and residual salt.)

Sample	E-2	E-53	E-52	E-101	E-51	E-102
SiO_2	62.50 %	62.41 %	66.10 %	62.21 %	67.86 %	65.89 %
TiO_2	0.70	0.60	0.68	0.79	0.67	0.82
Al_2O_3	12.92	14.47	11.68	11.78	12.93	14.02
Fe_2O_3	4.21	4.14	4.13	4.40	3.93	5.79
FeO	2.72	2.92	3.24	3.60	2.96	2.32
MnO	0.07	0.09	0.07	0.09	0.07	0.09
CaO	5.58	5.31	5.20	5.72	3.14	1.86
MgO	1.85	2.25	2.04	2.04	1.60	2.58
Na_2O	6.46	5.25	3.84	6.49	4.67	2.92
K_2O	2.74	2.39	2.67	2.67	1.91	3.46
P_2O_5	0.25	0.17	0.35	0.21	0.26	0.25
total	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00
Fe_2O_3/FeO	1.5	1.4	1.3	1.2	1.3	2.5

Table 1 で明らかにされた試料相互の特徴は，つぎのとおりである。

$CaCO_3$: 深海床にもつとも近い E-102 は 0.55％の $CaCO_3$ を含有するのに対し，E-51 を別とすれば，3～5％程度の $CaCO_3$ 含有量をしめし，かなり生物遺骸の供給が多いことをしめしている。E-51 は1％程度含有するにすぎない。この試料は青泥とはいつても，他の地点の試料とことなつてかなりシルト質である。採泥地点は，天竜川河口沖海底谷の谷頭に近く，したがつて，陸からの堆積物の供給量が他の青泥にくらべて多く，生物の遺骸に起因する $CaCO_3$ が相対的に少いものと思われる。この試料は，その他の点でも他の5個の青泥とはちがつた性質をしめている。

有機炭素: E-102 は 0.52％でもつとも少く，E-101 は 2.01％をしめしてもつとも多いが，一般に，日本海の深海堆積物によく似た値(浜口ら，1953) である*。E-102 の含有有機炭素量が少いことは，水深が大きいことに関係しているものとみられる。ただし，E-53 は E-102 より水深が大きいにもかかわらず，含有量が少い。このことは，E-53 が銭州からつづく海脚の突端に位置していることと関連しているものと考えられる。一般に，海底の隆起部の周縁には有機物が多いからである。

つぎに，Table 2 よつて明らかにされた試料相互の特徴をあげる。

Fe_2O_3, FeO: 鉄の総量に関しては，E-102 がもつとも多く，E-51 が最少で，陸から遠いほど含有量が多い。Fe_2O_3/FeO は，E-102 だけが 2.5 で，他の地点の試料は 1.2～1.5 であつて，E-102 の試料は明らかに酸化的環境で堆積したことをしめしている。

CaO, MgO, Na_2O, K_2O: E-102 この試料は，他のものにくらべて，CaO, Na_2O が少く，MgO, K_2O が多い点，MgO が CaO より多いことで，赤粘土に近い特徴(浜口，1942)の特徴をしめす。

SiO_2: E-51 は他にくらべて，SiO_2 の量が多く，塩基の総量が少いのは，陸に近く安定な粗粒鉱物が多いためであろう。

* 日本海底土では 0.70～1.81％ (試料 10 ヶ) である。

最近，堆積環境を考察する上で，有機物のあり方が重要視され，有機炭素と有機窒素との比をもとめることがおこなわれている。筆者らも有機炭素と有機窒素を分析してその比を求めた。その結果は，陸に近い E-51 が 11.4 をしめして最大であり，他の5試料は 9.4～10.1 の間にあつて，地域的に特筆するほどの傾向はみとめられなかつた。筆者らのえた org C/org N の値を，浜口ら(浜口ら，1953，1954，太田，1953)* によつて明らかにされた駿河湾，日本海における org C/org N の値と比較すると，筆者らの試料は大きい値を示している。現在，太平洋の底質で org C/org N を測定した結果がないので，このようなことの原因を明らかにするためには，もつと多くの資料が必要である。

4. むすび

熊野灘～遠州灘沖の大陸棚斜面上には，その東部においては水深 200～300 m にわたるあいだに海底谷がよく発達し，水深 2000 m ほどのところには海段が広く分布している。また，海脚や海丘なども分布していて，大陸棚斜面の地形が特徴的に発達しているところである。

底質の分布をみると，とくに遠州灘の上半部には，砂質堆積物が広く分布しており，熊野灘沖では水深 1000 m 付近に特徴的に粗粒堆積物の分布がみられる。これらのことは，大陸棚の地史を解明する上にきわめて重要な手がかりをあたえるものである。

水深 1000 m 以深には，広く青泥が分布しているが，全体としてみると，ここに分析した青泥の化学組成は，浜口の“深底土の化学的研究”で明らかにされた (浜口，1942)，陸原性堆積物 Terrigenous Deposits とよく似たものであつた。

今回の調査はごく概観的なものであつたので，特にとりたてるほどの新事実を明らかにすることはできなかつた。しかし，前述したところからも明らかなように，本地域は，海底地形からみても

* 駿河湾……平均 4.6 (8.3～2.7)
朝鮮北東部近海……平均 5.24 (7.3～3.1)
若狭湾外……平均 — (10.8～2.1)
大和堆付近……平均 — (11.1～2.5)

底質からみても大陸棚斜面の海洋地質学的諸問題を解明する上に，またとない地域と考えられるので，今後いつそうの精査がのぞまれるのである。

文　献

船引直吾・青峰重範：“土壌実験法”，養賢堂，東京，1953.

池田長生：“チオ硫酸ナトリウムによる燐酸イオンの新比色定量法”（第2報），日化，**73**—8. 1952.

浜口　博：“深海底土の化学的研究”（その 10），日化，**63**—12，1942.

————：“深海底土の化学的研究”（その 12），日化，**63**—12，1942.

浜口　博他：“深海底土の化学的研究”（その 14），日化，**74**—10，1953.

————：“深海底土の化学的研究”（その 15），日化，**74**—10，1953.

————：“深海底土の化学的研究”（その 20），日化，**75**—2，1954.

星野通平：“新生界の地質構造と海底地形との関係について”，地質雑，**58**—683. 1952.

————：“青泥の異常分布と漁場との関係について”，海洋誌，**12**—4，1956.

太田直一：“深海底土の化学的研究”（その 16），日化，**74**—11，1953.

田山利三郎：“四国沖の海底地形，特に大陸斜面の形態について”．水要，増刊 7，1950.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 2, Juue 1960

A Theory of Circulation in an Ocean Consisting of a Homogeneous Upper Layer and a Stratified Lower Layer*

Takashi ICHIYE**

Abstract: The wind-driven circulation in an ocean with two layers of different density structure is treated. The density in the upper layer is vertically uniform and the density in the lower layer is expressed by an exponential function of the depth approaching to the constant value at the bottom. Two equations about the depth of the upper layer and the thickness of thermocline of the lower layer are derived from the vorticity equations. In case of horizontally uniform density of the upper layer, circulation in that layer is similar to that of a barotropic ocean under the westerlies over the northern half and easterlies over the southern half. The contours of the upper layer depth correspond to this circulation but those of the thermocline thickness counterbalance their effect so as to make the transport in the lower layer vanish everywhere. In case of northward increasing upper density, the north-south symmetry of the circulation is lost with more narrow and strong eastward current along the northern edge. The circulation in the lower layer becomes finite but is important only near this eastward current. The upper layer depth increases conspicuously northward to the maximum zone just south of the eastward flow but the thermocline thickness slightly decreases northward.

1. Introduction

The importance of thermohaline circulation in the ocean has been strongly emphasized as a remedy to the well-known discrepancy between the transports of the western current computed from the wind-driven circulation theory and those obtained from observations (STOMMEL, 1958). However, difficulties in the analysis of the non-linear convection theory have obstructed a rapid progress, although some theories (LINEYKIN, 1955, for example) have been already launched into this direction. In order to overcome these difficulties and obtain more or less conclusive pictures of the thermohaline circulation, the present theory is proposed to fill a gap between the barotropic, linear wind-driven theory and the baroclinic, non-linear convection theory.

The model ocean considered here consists of the upper vertically homogeneous layer and the lower layer with the density expressed by an exponential function of the depth. The effect of the thermohaline circulation is represented implicitely within a layer of varying density below the upper homogeneous layer, which is called "thermocline" in this paper. The equations concerning the thickness of the thermocline and the depth of the upper layer are derived from the vorticity equations. These equations are non-linear but relatively simple to handle under some conditions.

2. Basic equations

The geometrical arrangement of the model ocean is shown in Fig. 1. The thickness of the upper and the lower layer is D and H, respectively. The x-axis points to the north,

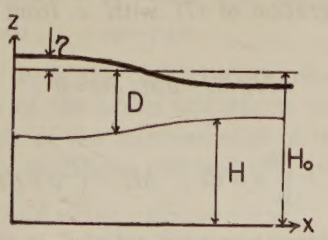


Fig. 1. Schematic representation of a two-layered ocean.

* Received Mar. 1, 1960. Contribution No. 147, Oceanographic Institute, Florida State University.

** Oceanographic Institute, Florida State University, Tallahassee, Florida.

the y-axis to the east and the z-axis upwards with the origin located at the bottom. The mean sea level is at $z=H_0=D+H$ which is constant. The deviation of the surface from the mean level η is assumed to be small compared with D. The equations of motion and continuity in the upper layer are

$$-fv=-g\partial\eta/\partial x+\tau_x/D \qquad (1)$$

$$fu=-g\partial\eta/\partial y+\tau_y/D \qquad (2)$$

$$\partial(\rho Du)/\partial x+\partial(\rho Dv)/\partial y=0 \qquad (3)$$

where τ_x and τ_y are the wind stress component being effective only in this layer.

The density, velocity and pressure of the lower layer are indicated by primes. The equations of motion and continuity including a hydrostatic equation are

$$-f\rho'v'=-\partial p'/\partial x \qquad (4)$$

$$f\rho'u'=-\partial p'/\partial y \qquad (5)$$

$$\rho'g=\partial p'/\partial z \qquad (6)$$

$$\partial(\rho'u')/\partial x+\partial(\rho'v')/\partial y+\partial(\rho'w')/\partial z=0 \qquad (7)$$

In addition to these equations, an equation for the flux of mass is necessary. When the geostrophic relation is valid, this equation is approximated by

$$w'\partial\rho'/\partial z=K\partial^2\rho'/\partial z^2 \qquad (8)$$

where w' is the vertical velocity (Ichiye, 1958a).

The condition of no horizontal motion at the bottom leads to the vanishment of $\nabla p'$, horizontal gradient of p', there. Thus from (6) we have

$$\nabla p'=g\int_0^z\nabla\rho'dz \qquad (9)$$

Under the condition that

$$w'=0 \text{ at } z=0$$

the integration of (7) with z from 0 to H gives

$$\partial M_x'/\partial x+\partial M_y'/\partial y=0 \qquad (10)$$

where

$$M_x'=\int_0^H\rho'u'dz\ ,\quad M_y'=\int_0^H\rho'v'dz$$

In this derivation next relation is used.

$$w'=u'(\partial H/\partial x)+v'(\partial H/\partial y) \quad \text{at } z=H.$$

The unknown quantities ρ' and w' together with u', v' and p' can be determined by solving the equations (4) to (8) which yield intricate non-linear equations (Ichiye, 1958a). However, uncertainty about the vertical eddy viscosity K seems to make the results obtained almost futile. Therefore another approach without direct use of K is preferable, in which ρ' is given by a plausible function corresponding to the observed distribution. One of the most appropriate forms for ρ' is

$$\rho'=\rho_b-\Delta\rho\exp\{-\alpha(H-z\} \qquad (11)$$

This is not only simple in mathematical form but it approximates to the actual density observed in the interior part of the ocean (Stommel, 1954) and the density theoretically derived (Ichiye, 1958a and b). If the ratio w/K is constant, (11) becomes the solution of (8) exactly with $\alpha=w/K$, in which K must vanish at the bottom.

Integration of (4) and (5) with z from 0 to H and substitution of (11) into (9) lead to the equations of motion of the mass transport

$$fM_y'=g\partial(\Delta\rho\cdot h^2)/\partial x+g\Delta\rho\cdot h\partial D/\partial x \qquad (12)$$

$$-fM_x'=g\partial(\Delta\rho\cdot h^2)/\partial y+g\Delta\rho\cdot h\partial D/\partial y \qquad (13)$$

where $h=\alpha^{-1}$ and h and $\Delta\rho$ are considered as functions of x and y. In this derivation the conditions that

$$\rho_b\gg\Delta\rho e^{-\alpha H} \qquad (14)$$

and $H+D=H_0$ (constant) are used.

The pressure in the lower layer is expressed by

$$p'=g\rho(D+\eta)+g\int_z^H\rho'dz \qquad (15)$$

where $\rho=\rho_b-\Delta\rho$ is the density in the upper layer. Since the pressure at the bottom is assumed constant, the substitution of (11) into (15) under the condition (14) gives us

$$\rho\eta-\Delta\rho\cdot(D+h)=\text{const}. \qquad (16)$$

3. Vorticity equations

The equations of motion and continuity (1) to (3) in the upper layer can be written in terms of mass transport. They are

$$-fM_y=-g\rho D\partial\eta/\partial x+\rho\tau_x \qquad (17)$$

$$fM_x=-g\rho D\partial\eta/\partial y+\rho\tau_y \qquad (18)$$

$$\partial M_x/\partial x+\partial M_y/\partial y=0 \qquad (19)$$

where

$$M_x=\rho Du\ , \qquad M_y=\rho Dv\ .$$

The vorticity equations in terms of mass transport in both layers are derived from (17), (18) and (12), (13), respectively. By use of continuity equations, we have

$$\beta M_y=\mathrm{curl}\ \rho\boldsymbol{\tau}-gJ(\rho D,\ \eta) \qquad (20)$$

$$\beta M_y'=gJ(D,\ h\Delta\rho) \qquad (21)$$

where $\beta=\partial f/\partial y$ and $J(F,\ G)$ is a Jakobian.

In the ocean the horizontal variations of ρ or $\Delta\rho$ are of the order of 10^{-3} g/cm^3 and those of D and η are of 10^3 cm and 10 cm, respectively. The mean value of ρ, D and η is of the order of 1, 10^4 and 10^2 in cgs units, respectively. Therefore in the Jacobians of (20) and (21) we have

$$(\nabla D)/D\gg(\nabla\rho)/\rho\ , \qquad (\nabla\eta)/\eta\gg(\nabla\rho)/\rho \qquad (22)$$

and

$$J(\rho D,\ \eta)\approx J(D,\ \rho\eta) \qquad (23)$$

It is noted that $\nabla(\Delta\rho)/\Delta\rho$ is the same order as the left hand sides of (22) and thus cannot be neglected against them.

For future manipulation (20) and (21) are added and the relation (16) is substituted into (23). Then we have

$$\beta(M_y+M_y')=gDJ(D,\ \Delta\rho)+\mathrm{curl}\ \rho\boldsymbol{\tau} \qquad (24)$$

The term including a Jacobian represents the solenoidal effect which is caused by the condition that isobars and isopionals are not parallel. Apparently this term vanishes when $\Delta\rho$ is constant. The equations (20), (21) and (24) can be obtained also by integrating the vorticity equations in terms of velocities with z and using the relations

$$w_H=u(\partial H/\partial x)+v(\partial H/\partial y)\ ,$$
$$w_H'=u'(\partial H/\partial x)+v'(\partial H/\partial y)$$

Substitution of (12) and (17) into the left hand side of (24) and (21) leads to two equations about the unknown quantities h and D as follows:

$$\partial\Delta\rho(h^2+hD+\tfrac{1}{2}D^2)/\partial x-\tfrac{1}{2}D^2\partial\Delta\rho/\partial x$$
$$=(f/g\beta)\{\mathrm{curl}\ \rho\boldsymbol{\tau}+gDJ(D,\ \Delta\rho)\}+\rho\tau_x/g \qquad (25)$$

$$\partial(\Delta\rho\cdot h^2)/\partial x+\Delta\rho\cdot h\partial D/\partial x=(f/\beta)J(D,\ \Delta\rho\cdot h) \qquad (26)$$

These are fundamental equations.

4. Integration of the equations

The density of the upper layer ρ is variable mostly in the north-south direction as seen in an observed distribution (Böhnecke, 1936). When $\Delta\rho$ is a function of y only, we have

$$DJ(D,\ \Delta\rho)=\tfrac{1}{2}(d\Delta\rho/dy)(\partial D^2/\partial x)$$

Then the equation (25) can be integrated with respect to x. Here only the interior part of the ocean including the east coast is treated, because the condition near the west coast cannot be described by the equations derived owing to the importance of the inertia terms there (Stommel, 1958).

The integration of (25) with x from the east coast $x=0$ leads to

$$h^2+hD+\tfrac{1}{2}(1+\lambda)D^2=G(x,\ y)+C(y) \qquad (27)$$

with

$$C(y)=h_0^2+h_0D_0+\tfrac{1}{2}(1+\lambda)D_0^2$$

and

$$\lambda=(f/\beta)d(\log\Delta\rho)/dy$$

where the suffix 0 means the value at the coast and

$$G(x,\ y)=-\int_0^x(g\Delta\rho)^{-1}(f\beta^{-1}\,\mathrm{curl}\ \rho\boldsymbol{\tau}+\rho\tau_x)dx \qquad (28)$$

For convenience of mathematical treatment, all quantities are expressed in non-dimensional form with parameters such as

$$h=\zeta h_c\ , \quad D=\delta h_c\ , \quad x=\chi a\ ,$$
$$y=\omega a\ , \quad \Delta\rho=\gamma\Delta\rho_m$$

in which h_c is the characteristic depth, a is the width of the ocean and $\Delta\rho_m$ is the maximum of $\Delta\rho$ at the southern edge of the ocean $y=0$. The equations (28) and (26) are

$$\zeta^2+\zeta\delta+\tfrac{1}{2}\mu\delta^2=F(\chi,\ \omega)+c(\omega) \qquad (29)$$

$$\zeta\partial(2\zeta+\mu\delta)/\partial\chi=\kappa J_{\chi,\omega}(\delta,\ \zeta) \qquad (30)$$

in which

$$\mu=1+\lambda\ ,\quad \lambda=\kappa d\log\gamma/d\omega\ ,\quad \kappa=f/\beta a \tag{31}$$

and

$$c(\omega)=\zeta_c^2+\zeta_c\delta_c+\tfrac{1}{2}\mu\delta_c^2 \tag{32}$$

where the suffix c means the values at the east coast $\chi=0$. The function $F(\chi, \omega)$ is a non-dimensional form of $G(x, y)$ defined by

$$F(\chi, \omega)=h_c^{-2}G(x, y) \tag{33}$$

The non-dimensional forms of the mass transports in the upper and the lower layer are

$$\left.\begin{aligned} M_x&=-M\delta\partial\gamma(\delta+\zeta/\partial\omega+\rho\tau_y/f\\ M_y&=M\delta\partial\gamma(\delta+\zeta)/\partial\chi-\rho\tau_x/f \end{aligned}\right\} \tag{34}$$

$$\left.\begin{aligned} M_x'&=-M\zeta\{\partial(\gamma\zeta)/\partial\omega+\gamma\partial(\zeta+\delta)/\partial\omega\}\\ M_y'&=M\zeta\{\partial(\gamma\zeta)/\partial\chi+\gamma(\zeta+\delta)\partial\delta/\partial\chi\} \end{aligned}\right\} \tag{35}$$

where

$$M=g\rho h_c f^{-1}$$

At the east coast the mass transports M_x and M_y' must vanish. When the zonal wind is assumed ($\tau_y=0$), this condition leads to

$$d\{\gamma(\delta_c+\zeta_c)\}/d\omega=0\ ,\quad 2d(\gamma\zeta_c)/d\omega+\gamma d\delta_c/d\omega=0 \tag{36}$$

The boundary values δ_c and ζ_c are given by solving (36) and are expressed by

$$\zeta_c=\{(\zeta_e+\delta_e)\log\gamma+\zeta_e\}/\gamma \tag{37}$$

$$\delta_c=\{\delta_e-(\zeta_e+\delta_e)\log\gamma\}/\gamma \tag{38}$$

in which ζ_e and δ_e are the value of ζ_c and δ_c at $\omega=0$ where $\gamma=1$. When γ is constant, that is, the upper layer density is constant, ζ_c and δ_c are also constant. From (37) and (38) we have

$$d\zeta_c/d\omega=\delta_c d\log\gamma/d\omega \tag{39}$$

$$d\delta_c/d\omega=-2d\zeta_c/d\omega-\zeta_c d\log\gamma/d\omega \tag{40}$$

Thus ζ_c decreases and δ_c increases northwards, since γ decreases northwards from one, the maximum value at $\omega=0$.

The equation (38) indicates that ζ_c becomes negative at the latitudes where γ is smaller than the critical value γ_c defined by

$$\log\gamma_c=-\zeta_e/(\zeta_e+\delta_e) \tag{41}$$

If $\zeta_e=\delta_e$, $\gamma_c\approx0.61$ and if $\zeta_e\gg\delta_e$, $\gamma_c=0.37$ in the relation (41). The upper layer density in the North Atlantic (Böhnecke, 1936) indicates that to the north of the polar front γ is smaller than 0.37 if ρ_b is taken as 1.0278 and $\Delta\rho_m=0.38\times10^{-3}$. Therefore the model of a two-layered ocean cannot be applied in such region. In fact, the water north of the polar front seems to consist of a single layer without a thermocline.

5. Solution by a series in χ

Since (29) and (30) are non-linear, the solution in a finite form is obtained only under certain conditions. Generally this system of the equations can be solved by developing ζ and δ in the series of χ such as

$$\zeta=\zeta_0(\omega)+\zeta_1(\omega)\chi+\zeta_2(\omega)\chi^2+\cdots \tag{42}$$

The coefficients $\zeta_n(\omega)$ and $\delta_n(\omega)$ are determined by substituting (42) into (29) and (30) and equating the coefficients of the same powers of χ. From the definition of ζ_c and δ_c we have immediately

$$\zeta_0(\omega)=\zeta_c\qquad \delta_0(\omega)=\delta_c \tag{43}$$

Other coefficients are obtained by simple but tedious calculation and the first terms are

$$(2\zeta_0+\kappa\delta_0')\zeta_1+(\mu\zeta_0-\kappa\zeta_0')\delta_1=0 \tag{44}$$

$$(2\zeta_0+\delta_0)\zeta_1+(\zeta_0+\mu\delta_0)\delta_1=\phi_1 \tag{45}$$

in which ϕ_1 is the coefficient of expansion of $F(\chi, \omega)$ like

$$F(\chi, \omega)=\phi_1\chi+\phi_2\chi^2+\cdots \tag{46}$$

and

$$\delta_0'=d\delta_0(\omega)/d\omega\ ,\qquad \zeta_0'=d\zeta_0(\omega)/d\omega$$

The equations (42) are computed for a sufficiently small range of χ, say $(0, \chi_1)$, and then the values at $\chi=\chi_1$ can be taken as the initial values for the next interval of χ, in which the same procedure can be used for determing the coefficients $\zeta_n(\omega)$ and $\delta_n(\omega)$. Therefore the coefficients of expansion of ζ and δ are necessary only up to the first or second order terms depending on the size of the intervals of χ. Therefore this method seems to be numerically simple. However, physical interpretation is possible only after obtaining numerical results by assigning some numerical constants. Thus no more discus-

sion is done about this procedure.

6. Solution by perturbation method

In this method, the unknown quantities ζ and δ are developed in the series of κ such as

$$\zeta=\zeta_0+\zeta_1\kappa+\zeta_2\kappa^2+\cdots \tag{47}$$

The equations for ζ_0 and δ_0 are obtained from the zeroth and the first power of κ in the developments of (29) and (30), respectively. They are

$$\zeta_0^2+\zeta_0\delta_0+\tfrac{1}{2}\mu\delta_0^2=F(\chi,\omega)+c(\omega) \tag{48}$$

$$2\zeta_0+\mu\delta_0=b(\omega) \tag{49}$$

in which

$$b(\omega)=2\zeta_e+\mu\delta_e$$

The boundary values of ζ_0 and δ_0 are equal to ζ_e and δ_e, respectively.

The equations for ζ_1 and δ_1 and those for ζ_2 and δ_2 are as follows:

$$(2\zeta_0+\delta_0)\zeta_1+(\zeta_0+\mu\delta_0)\delta_1=0 \tag{50}$$

$$2\zeta_1+\mu\delta_1=\int_0^\chi J(\delta_0,\zeta_0)\zeta_0^{-1}d\chi \tag{51}$$

$$(2\zeta_0+\delta_0)\zeta_2+(\zeta_0+\mu\delta_0)\delta_2=-(\zeta_1^2+\zeta_1\delta_1+\tfrac{1}{2}\mu\delta_1^2) \tag{52}$$

$$2\zeta_2+\mu\delta_2=\int_0^\chi\{J(\delta_0,\zeta_1)+J(\delta_1,\zeta_0)-\zeta_1\zeta_0^{-1}J(\delta_0,\zeta_0)\}\zeta_0^{-1}d\chi \tag{53}$$

In these equations the boundary conditions at $\chi=0$ are

$$\zeta_1=\delta_1=0 \quad \text{and} \quad \zeta_2=\delta_2=0$$

In the most part of the ocean where the higher order terms in (47) are not important, the zeroth order terms of the equations (48) and (49) will inform us of the general tendency of ζ and δ. We have, from (48) and (49),

$$\zeta_0=\tfrac{1}{2}\delta_e+\mu^{-1}\zeta_e\mp(s^2+F)^{1/2} \tag{54}$$

$$\delta_0=(1-\mu^{-1})(\delta_e+2\mu^{-1}\zeta_e)\pm2\mu^{-1}(s^2+F)^{1/2} \tag{55}$$

where

$$s=\tfrac{1}{2}\delta_e-(1-\mu^{-1})\zeta_e$$

and the upper of the double signs corresponds to a positive value of s and the lower to the negative s. The higher order terms become important in the northern and western part owing to increase of the magnitudes of the right hand side integrals of (51) and (53).

The forcing function $F(\chi,\omega)$ is an integrated wind stress curl westwards from the east coast. It is positive and increases westward in most parts south of the maximum westerlies, with the maximum value in the middle latitudes. In these parts s is also positive. Therefore the equations (54) and (55) indicate that the thermocline thickness decreases and the upper layer depth increases from east to west, particularly noticeably in the middle latitudes. This is in good agreement with the recent east-west sections of the IGY cruises along 24°N and 30°N in the North Atlantic by the Discovery II, which correspond to the latitudes of large values of $F(\chi,\omega)$ (Worthington, 1958, particularly in salinity and oxygen profiles). On the other hand, the IGY section along 8°N of the Crawford (Fuglister, 1958) showed almost constant depths of thermocline and upper layer, since it corresponds to the latitude of small values of $F(\chi,\omega)$.

7. Numerical calculation

First the simple example of constant γ is discussed for comparison with the example of non-uniform upper density. When γ is constant, the values at the east coast ζ_e and δ_e are constant The solutions of (29) and (30) are then expressed by finite forms, since the Jacobian $J(\delta,\zeta)$ vanishes. Since $\mu=1$ in (31), (54) and (55), we have

$$\zeta=\zeta_0=\tfrac{1}{2}\delta_e+\zeta_e-(\tfrac{1}{4}\delta_e^2+F)^{1/2} \tag{56}$$

$$\delta=\delta_0=(\delta_e^2+4F)^{1/2} \tag{57}$$

The dimension of the ocean is taken as $a=10^9$ cm and $h_e=10^4$ cm. The north-south distance is taken 4.5×10^8 cm corresponding to the ocean between 10°N and 50°N. The wind stress components are given by

$$\tau_x=-\cos\pi\eta(0.45)^{-1}, \qquad \tau_y=0$$

The function $F(\chi,\omega)$ is expressed by a linear function of χ such as $\phi(\omega)\chi$. The values of $\phi(\omega)$ is shown in Fig. 2 for $\Delta\rho=2.25\times10^{-3}$,

in which f/β is considered as a function of latitudes given by $R\tan\theta$, where R is the radius of the earth and θ is the latitude.

The distributions of ζ and δ shown in Fig. 3 indicate the westward increase in δ and decrease in ζ as expected from the equations (56) and (57). The slight north-south asymmetry is caused by the asymmetric distribution of the values of the function $\phi(\omega)$ owing to τ_x-term. The distribution of $\delta+\zeta$ which approximates to the streamlines of the upper layer indicates more zonal type of flow in the northern edge than in the southern part, with contrast to the north-south symmetric pattern of the circulation of STOMMEL's frictional model (1948) and FOFONOFF's frictionless model (1954). There is no motion in the lower layer due to the absence of horizontal gradient of the density,

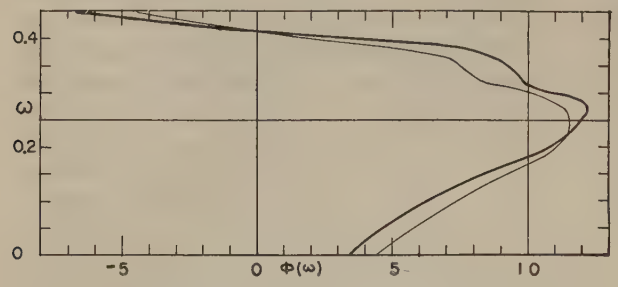


Fig. 2. Latitudinal distributions of a forcing function $\phi(\omega)$. (The fine line indicates the curve for γ=constant and the thick line indicates the curve for $\gamma=1-1.11\omega$.)

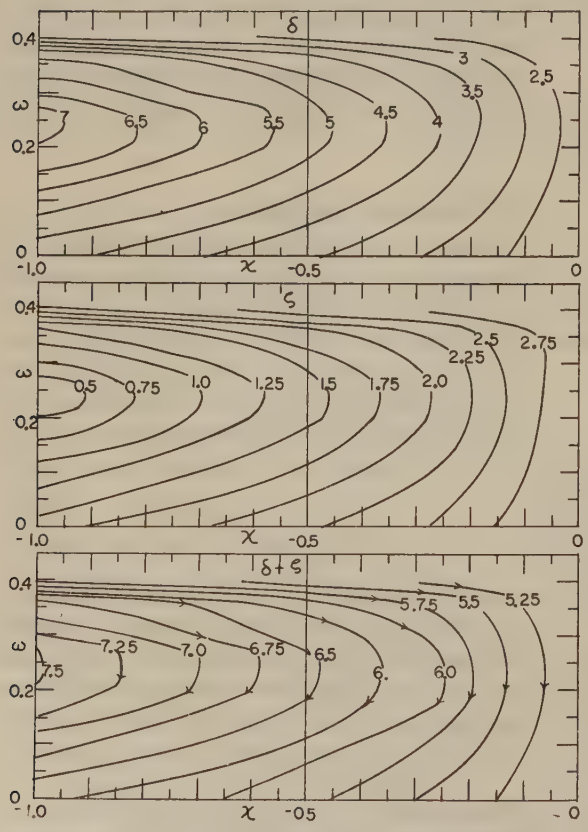
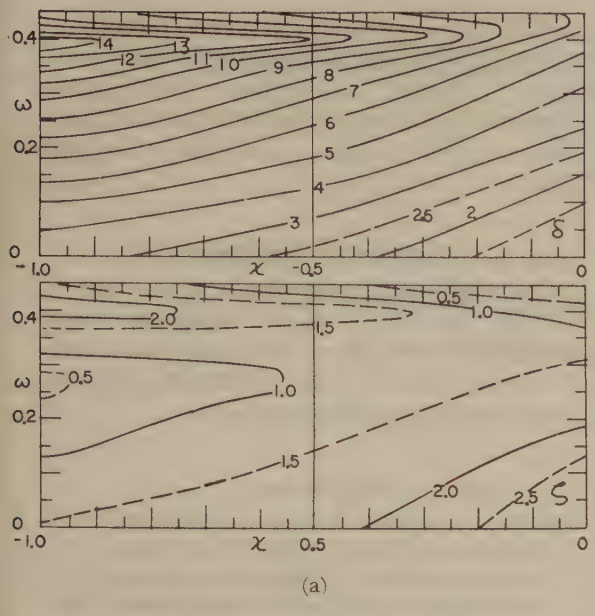
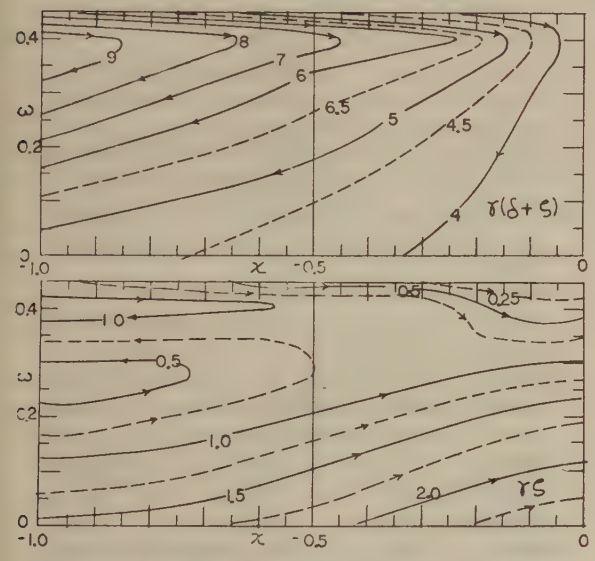


Fig. 3. Horizontal distributions of δ, ζ and $\delta+\zeta$ for $\gamma=1$.

As an example of a model with the horizontally variable density, the value of γ is taken as $\gamma=1-1.11\omega$ with $\Delta\rho_m=3\times10^{-3}$ g/cm^3, $\delta_e=1$, $\zeta_e=2.5$. This corresponds to the difference of the upper layer density of 1.5×10^3 g/cm^3 between 10°N and 50°N which is smaller than observed difference in the North Atlantic. The function $\phi(\omega)$ by use of this value of $\Delta\rho$ is shown in Fig. 2, which indicates that the difference in the forcing function due to the variable density is small. On the other hand, the distributions of δ and ζ computed from the zeroth order terms given by (54) and (55) indicate a conspicuous effect of the variable density, as shown in Fig. 4(a) and (b). In the distribution of δ the north-south symmetry seems to be almost lost. The zone of maximal δ is located near the northern edge of the ocean. The variation of ζ in the area is smaller and less regular than that of δ with tendency of decrease to the west and north. The stream lines in the upper layer are represented by the distribution of $\gamma(\delta+\zeta)$ shown in Fig. 4(b) which is almost similar to that of δ except near the east coast. The circulation in the lower layer, as indicated by two equations of (35), can be expressed by the combination of the distributions of $\delta+\zeta$ and $\gamma\zeta$, the latter of which is shown in Fig. 4(b). Since δ is much larger than ζ in most parts, the streamlines due to the term $\delta+\zeta$ are well represented by those of δ only. The combined picture of the distributions of

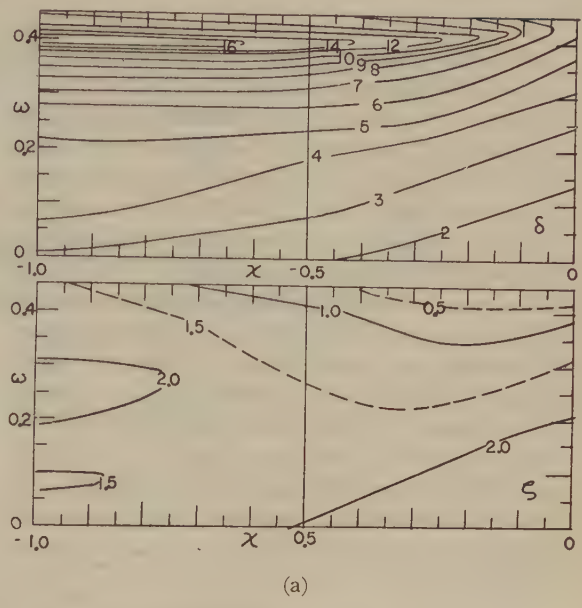


(a)

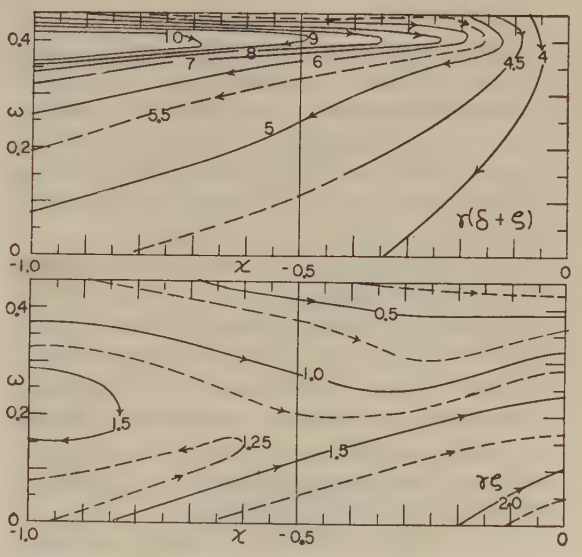


(b)

Fig. 4. Horizontal distributions of δ, ζ, $\gamma(\delta+\zeta)$ and $\gamma\zeta$ for variable γ obtained from the zeroth order approximation.



(a)



(b)

Fig. 5. Horizontal distributions of δ, ζ, $\gamma(\delta+\zeta)$ and $\gamma\zeta$ for variable γ obtained from the first order approximation.

$\delta+\zeta$ and $\gamma\zeta$ reveals us that the circulation in the lower layer is almost similar to that of the upper layer but its strength is much reduced. For instance, in the zone of northern eastward flow the ratio of the strength of the transport in the upper and lower layer is about equal to δ to ζ or 10 to 1.

The distributions of similar quantities to Fig. 4 computed from the solutions up to the first power of κ are shown in Fig. 5(a) and (b). The values of δ in the central latitudes decrease from the zeroth order solution, while its maximum in the north increases. Thus near the northern boundary the gradient of δ increases but in other parts it decreases from the zeroth order solution. The pattern

of ζ in Fig. 5(a) changes conspicuously from the counterpart in Fig. 4(a). Particularly in the northwestern section for $\chi \leqslant -0.7$ and $0.2 \leqslant \omega \leqslant 0.3$, the term $\kappa\zeta_1$ becomes larger than the term ζ_0 and the convergence of the solution seems to be doubtful. The change in the distribution of $\gamma(\zeta+\delta)$ from the zeroth order solution is very small except the general decrease in strength of the southwestward flow in the most parts of the ocean. The increase of gradient in δ is counterbalanced by its decrease in ζ and the eastward flow near the northern edge is almost unchanged. In the lower layer the current to the south of the eastward flow is much reduced from the zeroth order solution and in the latitudes of $0.1 < \omega < 0.3$ the eastward current is set up.

7. Summary

The present model of a two-layered ocean gives a remarkable example of importance of horizontal gradient of the density on circulation. The comparison of the variable density model (VDM) with the uniform density model (UDM) (both in horizontal sense) can be summarized as follows:

(1) In VDM near the east coast the upper layer depth increases and the thermocline thickness decreases northwards, while in UDM these quantities are almost constant there. In this region the effect of τ_y neglected here may be important on the distributions of these quantities. However, it is out of scope of this paper to discuss the circulation near the east coast in details.

(2) In VDM the depth of the upper layer reaches its maximum near the northern edge, while in UDM its distribution is almost symmetrical about latitudes.

(3) In VDM the thermocline thickness has less horizontal gradient than the upper layer depth, while in UDM it is almost mirror-image of the upper layer depth with the minimal thickness in the center.

(4) In VDM the circulation in the upper layer is characterized by the north-south asymmetry with strong and narrow eastward current near the northern edge and weak southwest flow in most parts to the south. In UDM it is symmetrical about latitudes.

(5) In VDM the circulation in the lower layer is similar to the upper layer in the northern region with much reduced strength, while in UDM there is no net transport there.

Acknowledgement

The author wishes his thanks to Dr. Sidney W. Fox and Dr. F. C. W. Olson for their constant encouragement throughout the work. He is indebted to Dr. K. Yoshida for his critical reading of the manuscript,

References

Böhnecke, G., 1936. Atlas zu: Temperatur, Salzgehalt und Dichte an der Oberfläche der Atlantischen Ozeans. Wissenschftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition auf dem Forschungs- nnd Vermessungschiff "Meteor" 1925–1927, 5, Atlas.

Fuglister, F. C., 1957: Oceanographic Data from Crawford Cruise Ten obtained for IGY of 1957–58. W. H. O. I. Ref. No. 57-54.

Fofonoff, N. P., 1954: Steady flow in a frictionless homogeneous ocean. Journ. Mar. Res., **13**.

Ichiye, T., 1958a: A theory of vertical structure of density in the ocean. Journ. Oceanog. Soc. Japan, **14** (2).

Ichiye, T., 1958b. On convective circulation and density distribution in a zonally uniform ocean. Oceanog. Mag. **10** (1).

Lineykin, P. C., 1955: On the determination of the thickness of the baroclinic layer in the sea. Doklady USSR Akad. Nauk, 101.

Stommel, H., 1948: The westward intensification of wind-driven ocean currents. Trans. Amer. Geophys. Union, 29.

Stommel, H., 1954: Why do our ideas about the ocean circulation have such a peculiarly dream-like quality? (private printing).

Stommel, H., 1958: The Gulf Stream; A physical and dynamical description. University of California Press, Berkeley and Los Angeles.

Worthington, L. V., 1958: Oceanographic Data from the R.R.S. Discovery II. IGY Cruises One and Two. W.H.O.I. Ref. No. 58-30.

The Journal of Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 2 June 1960

大隅群島海域の黒潮の変動と屋久島の沿岸表面水温の変化との関係について (序報)*

藤井正之**・木村　稔**

Concerning the Relation, between the Variation of Kuroshio in Osumi Gunto Area and that of Water Temperature in Yakushima Coastal Area

Masayuki FUJII and Minoru KIMURA

Abstract: We consider that frequent occurrences of the sharp rising and dropping in the water temperature of Yakushima Coastal Area is caused by the variation of Kuroshio in this area. We investigated the relationship between the variation of Kuroshio in this area, the meteorological phenomena and the variation of the water temperature of the Yakushima Coastal Area and reported the results of this investigation.

ま え が き

九州沿岸の表面水温資料（長崎海洋気象台発行西日本海況旬報）を調べている中に，屋久島の水温の変化に，他の地点では見られぬ，異常な急昇や急降が現われていることに気がついた（Fig. 1 参照)。たとえば，1958 年 1 月 25 日から 26 日にかけては，約 3°C も急昇している。

この場合の屋久島の水温とは，屋久島の北端の一湊湾（いっそう）にのぞむ屋久島測候所が毎日午前 10 時に測定しておられる水温のことである。

一湊湾には，一湊川という小さい川が流れ込んでいる所から，はじめは，この大きな水温変化の原因は，屋久島名物の大雨が急傾斜を流れ落ちて流入するためではないかと考えた。

その後，観測点を調べた所，測候所では，この河水の影響を避けるために，測候所から東へ約 800 m 離れた一湊湾とは岬で分けられた東隣りの湾。元浦の岩礁地帯に，観測地点を選んでおられることが明らかとなり，したがつて，この急激な水温変化の原因は，観測点の局地性に求めることは難しく，むしろ，屋久島近海の海況変動，すなわち海水系の移動に求めるべきではあるまいかと考えるようになつた。

1. 屋久島近海の海流の変化

屋久島近海の海流は複雑で，いろいろな型が現われているが，大別すると，Fig. 2 のように，黒潮の一分枝が屋久島の北方の大隅群島海域に進入している型（この分枝を黒潮の大隅分枝と呼ぶことにする）と，Fig. 3 のように，黒潮の大部分が屋久島の南方に下り，大隅群島海域には，はつきりとした流れが見当らない型とに分けられる。

このことから，『Fig. 2 のような分枝がある場合は，黒潮系水が大隅群島海域に進入するので，屋久島の水温は上昇し，分枝のない場合は，北方系水がこの海域に南下して来るので，屋久島の水温は下降するのではないか』と第 1 の仮定を立てて見た。

2. 第 1 の仮定の検討

第 1 の仮定が成立つかどうかを調べるために，この海域で G.E.K. 観測を行なつた成果を，分枝がある。分枝がないの 2 種に分けて，Fig. 1 の上端に画いた。

また，水温の高低を比較するための標準として常に黒潮本流が見られる屋久島南西方の北緯 30°

* 1960 年 2 月 5 日受理
** 鹿児島海上保安部

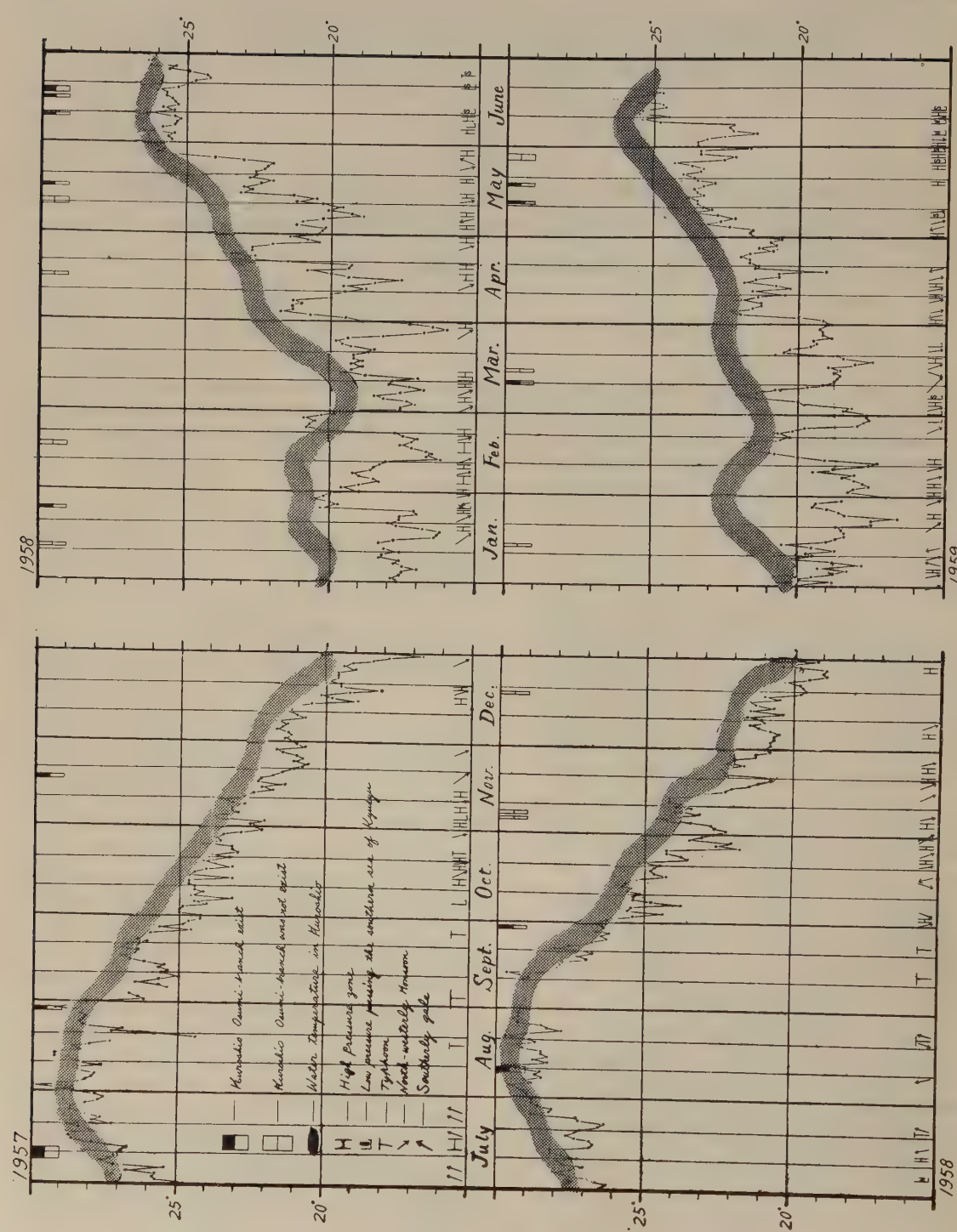


Fig. 1. Annual variation of water temperature at Yakushima coast, in Kuroshio, and meteorological phenomena.

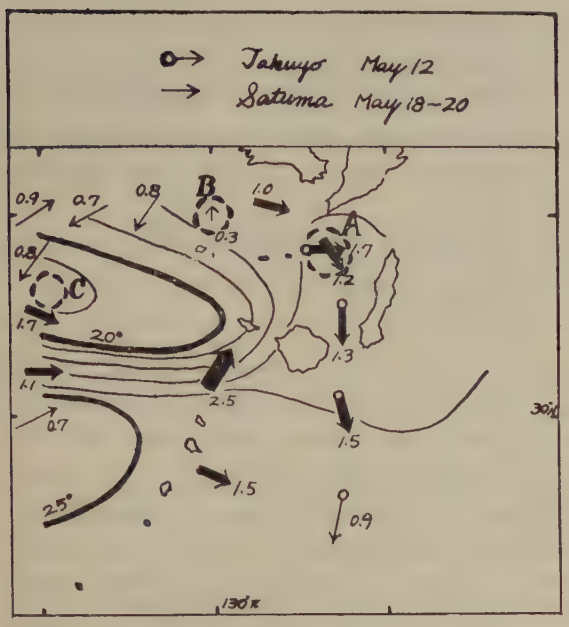


Fig. 2. Currents and surface water temperature. May 12~20.

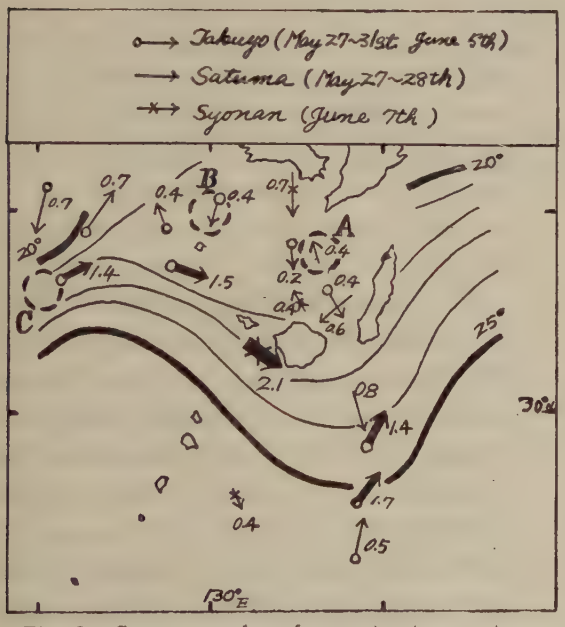


Fig. 3. Currents and surface water temperature. May 27~June 7

東径 130° の地点の旬平均水温を西日本海況旬報から読み取つて Fig. 1 に太線で画いた。

これで比較して見ると，1958 年の 11 月，12 月を除く他の場合は，分枝があるときの屋久島の水温は黒潮の水温にほぼ近いのに反し，分枝がないときの屋久島の水温は黒潮の水温に比しかなり低くなつており，この図に現われている範囲では，第 1 の仮定が成立するように見られる。

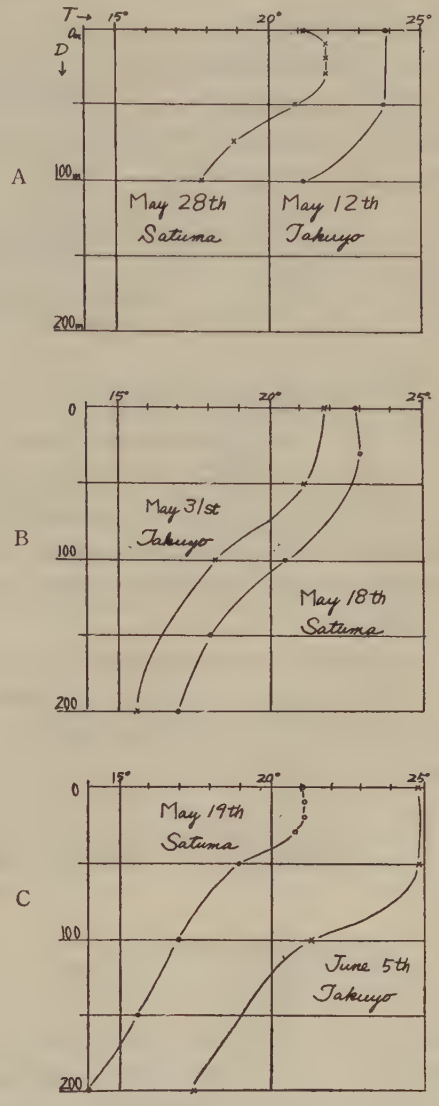


Fig. 4. Variation of water temperature.

3. 気象との関係

つぎに，この屋久島の水温の急昇，急降は季節風の強吹，台風等の接近と関係があるのではないかと考え，毎日の天気図から関係のありそうな事項を抜き出して，Fig. 1 の下端に付記した。

これを見ると，つぎの事がいえそうである。

(1) 夏は変化が少いが，台風が南方から近づ

くと，水温は急降する。

（2） 冬は季節風が吹き出すと，水温は急降し，連吹中は低温を持続するが，西高東低の気圧配置が崩れ移動性高気圧の圏内に入つて季節風が弱まると，水温は急昇する。

（3） 春，秋は主として低気圧の去来に伴つて水温が変動している。すなわち，低気圧が南方を通過して偏北風が強吹すると，水温は下り，低気圧が北方を通過して偏南風が強吹すると水温は上昇する。

さらに，これと前項の仮定を組合せると，つぎのようになる。これを第2の仮定としておく，

（1） 夏季　黒潮は北上し，大隅群島海域に大隅分枝を出しているが，台風が南方から近づき偏北風が強まると，大隅分枝はなくなり，したがつて屋久島の水温は急降するが，台風が去ると急速に原状に復帰する。

（2） 冬季　北西季節風が連吹している間は，大隅分枝はないか，または弱く，したがつて屋久島の水温は低いが，季節風が弱まると，大隅分枝がこの海域に突入し，したがつて水温は急昇する。

（3） 春秋は夏型と冬型の変換期に当り不安定である。

4. 気象と海況変動の関係　例1
(Fig. 1 参照)

1958年1月26日四国—和歌山間の定期客船南海丸を襲つて153名の人命を奪つた低気圧は，九州南方海域でも烈しい偏南風をもたらしたが，この日に屋久島の水温は，前日の17.1°Cから20.3°Cと急昇している。この直後たまたまこの海域を行動した海洋気象台の春風丸の測定結果によると，大隅分枝が存在しておる形跡が見られるのに，この前の1月12日，後の2月17日の観測結果には大隅分枝がなかつた所を見ると，この低気圧にともなつた偏南強風は一時大隅分枝を誘導したのではないかと考えられる。

5. 気象と海況変動の関係　例2

1959年5月中旬から6月上旬にかけてこの海域を観測船がひんぱんに去来したが，この期間中の前半と後半とでは，Fig. 2 と Fig. 3 のように海流の状態は一変した。この時は深層観測も行なわれていたので，はじめて水温の鉛直分布の変動の様子を知ることができた。これを Fig. 4 に示した。

これを見ると，佐多岬の南方の A 点では表面で2°C，100 m層でも3°C急降しており，坊の岬の南西の B 点では，表面から200 m層まで1°C以上低くなつている。これとは逆に，草垣島の南西方の C 点では，表面で4°C，200 m層で3.5°C急昇している。

この期間中の顕著な気象変動としては，5月26日から27日にかけて，低気圧が南方を通過しており，同時期に屋久島の水温が約1.7°C急降しておる (Fig. 1 参照) 所を見ると，この日頃に，この大きな海況変動が起つたものと考えられる。

むすび

前4・5項のように，屋久島水温の急昇，急降現象を気象現象，消況変動と結びつけて説明できるケースは他にも多く見つけられる。しかし他面，1958年11月のように，屋久島の水温がかなり高温になつているのに，大隅分枝が見られなかつた例もあるので，前記の第1，第2の仮定を法則として押し出す自信は，まだないが，屋久島のように黒潮が流路を変える真中に位置しているような所の沿岸水温は，海況変動の指標になり得る可能性は十分に考えられるので，今後，種子島，臥蛇島，口永良部島その他に観測点を設ける外，この海域を航行する定期船に観測を依頼し，観測網を整備することによつて，この海域の黒潮の短週期変動を追究して行きたいと考えている。

終りに，不便な離島にあつて，風雨の中でもほとんど欠測なく観測を継続し，貴重な資料を提供して下さつた屋久島測候所の皆さまに心からの感謝を捧げます。

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 2 June 1960

対馬海流々域の水塊について*

宮崎道夫**・阿部成雄**

On the Water Masses in the Tsushima Current Area

Michio MIYAZAKI and Shigeo ABE

Abstract: In this paper, the kinds, the formation and the mixing of the water masses in the Tsushima Current area are discussed by making use of the results of the oceanographical observations carried out until now. The outstanding features are as follows:

1. The water, which passes the eastern canal of the Tsushima Strait, is the oceanic surface water mixed slightly with the coastal water of the East China Sea, and the one, which passes the western canal, is composed of the oceanic surface water mixed remarkably with the coastal water of the East China Sea and the western North Pacific central water indicated by SVERDRUP. The central water advances ascending toward the north-west along the bottom of the sea valley west off the Kyūshū district and flows into the Japan Sea.
2. In the sea west off the Kyūshū district, lateral mixing is dominant between the oceanic water and the coastal water of the East China Sea.
3. In the Japan Sea, sinking of surface water seems to lead the formation of the Japan Sea central water whose temperature-salinity curve is reflected to the temperature-salinity relation at the surface layer in late winter.
4. The arrangement of the water masses in the Tsushima Current area of the Japan Sea in a vertical direction is considered to be such that the water which has flown into the Japan Sea from Tsushima Strait, the Japan Sea central water, the intermediate water and the deep water.

1. 緒　　言

対馬海流域における海水の種類，流路および性質については既に多くの報告がある。日本海に於ける同海流々域の各地点の T-S 曲線が大体逆“く”の字状を示すので，その上下の両端および屈曲部にそれぞれ original な水塊が存在するものとして上から表層水，中層水，深層水と名ずけられた。須田他[1]によると“中層水はその起源を黒潮の最多塩分の部に有するものであるが東海沖合で支那東海水との混合によつて著しい変質を受けたもの”とされて居る。一般に黒潮流路を含めた西部北太平洋の最多塩分の海水は場所によりかなりの差はあるが大体水温は 20°C ないし 25°C，塩分は 34.90‰ないし 35.40‰位のものである。これに対して日本海では対馬海流の全流域にわたつて最多塩分の海水は冬季を除けば永く約 15°C, 34.60‰前後の値を維持する。したがつて黒潮流路の最多塩分の海水は九州の南海域で黒潮から岐れて対馬海峡に至る極く僅かな流程の間に驚く程度の変化を受けたことになる。それが一たび日本海に入ると対馬海峡から北海道西沖に至る長い流程にもかかわらずほぼ一定水温（塩分は場所により多少の変化がある）を維持するという事実はいか様に説明したらよいか。

また日本海に於ける対馬海流域の T-S 曲線を仔細にみると決して簡単な逆“く”の字状を示さず，深層水の上には塩分極小の海水が存在する傾向が窺われ寧ろ各大洋の亜熱帯海域の T-S 関係に似て居るといえる。日本海は付属海といいながら中央の極前線を挟んで南東側に対馬海流とい

* 1960 年 3 月 1 日受理

** 防衛大学校

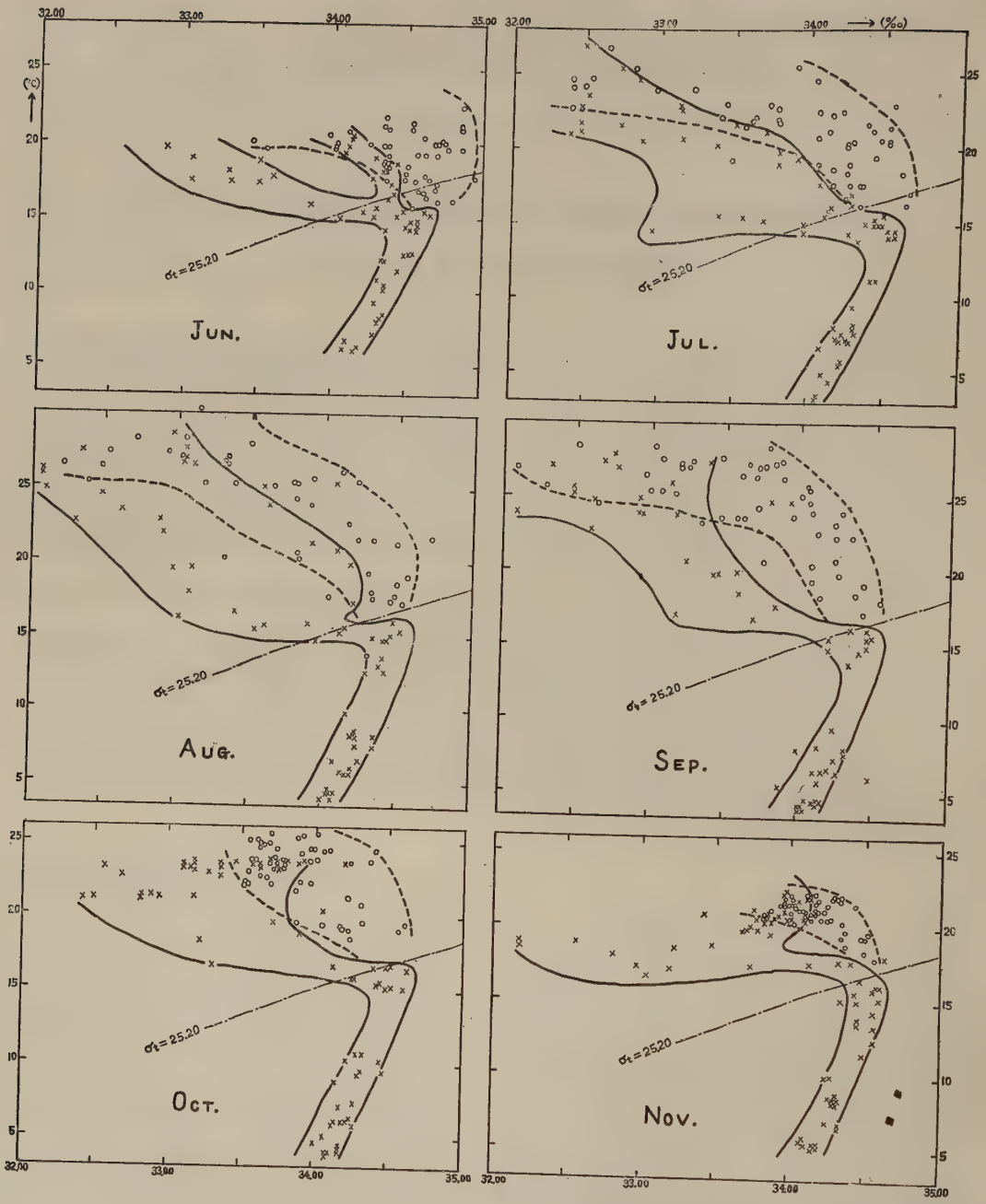


Fig. 1. Temperature-salinity relations at the eastern and western canals of the Tsushima Strait.
○ eastern canal, × western canal

う暖流域，北西側にリマン海流という寒流域をもつて大洋における極前線附近の海況に似ており，したがつて日本海も小仕掛な大洋におけるような水塊の生成，層重の機構がなり立つているのではないかと考えられる。

以上の二点を過去の資料によつて検討した結果を報告する。

2. 対馬海峡の東西両水道を通る海水の相異

日本海に流入する以前の対馬海流の海水は九州

南沖で黒潮から分枝して九州南西沖合を通り，それが対馬海峡の東西両水道に岐れる。しかして両水道を通る海水の性質は著しく異なる。両水道における海水の性質をみるために東水道として福岡玄界島—厳原間[2]の福岡から 37 浬の地点，西水道としては釜山絶景島—対馬三島間[3]の釜山から17浬の地点が両水道の最も深い所でかつ対馬海流の中枢路と考えられるので，両地点の昭和7年から 16 年までの6月から 11 月までの水温—塩分の値を月別に T-S ダイヤグラムに plot してみる。Fig. 1 はその T-S ダイヤグラムで○印は東水道の T-S 点で点線はその大体の境界を示し，×印は西水道の T-S 点で実線はその大体の境界を示したものである。観測は海底まで行なわれているので東水道を通る海水はその密度が概ね σ_t =25.20 以下のもので，これより以上の密度の海水はないことが判る。これはこれまで対馬海流の中層水といわれて来た約 15°C, 34.60‰の海水は少くとも6月から 11 月の期間には東水道から日本海への流入はないものとみてよいことを意味する。また西水道の海水は $\sigma_t = 25.20$ 以浅の海水と以深の海水の性質は著しく異なつている。すなわち $\sigma_t = 25.20$ 以浅の海水は東水道の海水と比べるとかなり低鹹であること，また σ_t=25.20 以深の海水の上端の部分が日本海の対馬海流域に現われるいわゆる中層水と一致していることが判る。特に西水道における著しい特徴は σ_t=25.20 以深の海水が6月から 11 月の期間を通じて一定の性質（T-S 関係一定）を有つにもかかわらず，それ以浅の海水が月によつて著しく変化することである。なお最下層の海水は日本海の深層水に通ずるものであろう。

このような両水道の海水の相異も 12 月から5月の間では不明瞭になつている。特に晩冬には両水道の海水の相異はほとんどなくなり，海面から海底まで一様な（大略 14～15°C, 34.70～34.80 ‰）海水になつている。

これら両水道の海水の相異のよつてきたる所を九州南沖合から朝鮮西沖合に至る東支那海東部の海況によつて検べてみる。資料は昭和7年6月の各水産試験場による一斉観測[4]のもので，使用した観測線は Fig. 2 に細い実線で示した。まづ図

Fig. 2. Boundaries between the A, B, C and D areas west off Kyūshū and sectional lines of simultaneous observations in June, 1932.

に斜線で示した A, B, C, D の4区域の T-S 曲線によつてそれぞれの区域の水塊を考察してみる。Fig. 3 はそれぞれの区域における代表地点の T-S 曲線を示したものである（昭和 26 年7～8月気象庁が同海域で行なつた観測結果[5]からもこれと同じような T-S 関係が得られる）。

A区域‥‥この区域は外洋すなわち黒潮流域の性質を示す所でその T-S 曲線は西部北太平洋のそれと同じである。西部北太平洋の水塊論は二つある。一つは肥沼等[6,7,8]によるもの，他の一つは Sverdrup[9]等によるものである。Sverdrup はこれまで T-S の曲線の屈曲部および両端に original な水塊が存在するという立場を離れた新しい解析手段で世界の全海洋の水塊の起源，層重について統一的解析を試み，これまでの水塊論から導かれたものとはいくつかの対立的結論を出した。とりわけ注目される所は西部北太平洋の亜熱帯海域には約 100～200 m 以浅の表層水（わが国で北太平洋最高鹹水と呼ぶ海水もこれに含まれる）と約 500 m 以深にある中間水の間の海水は両者の混合水ではなく亜熱帯収束帯から下降かつ拡延する中央水（central water）が存在するとする主張である。これまでの分析法によれば T-S ダイヤグラムから読みとれる北太平洋最高鹹水と中間水の境を表わす両海水の T-S 点の中点の値は場所によつて

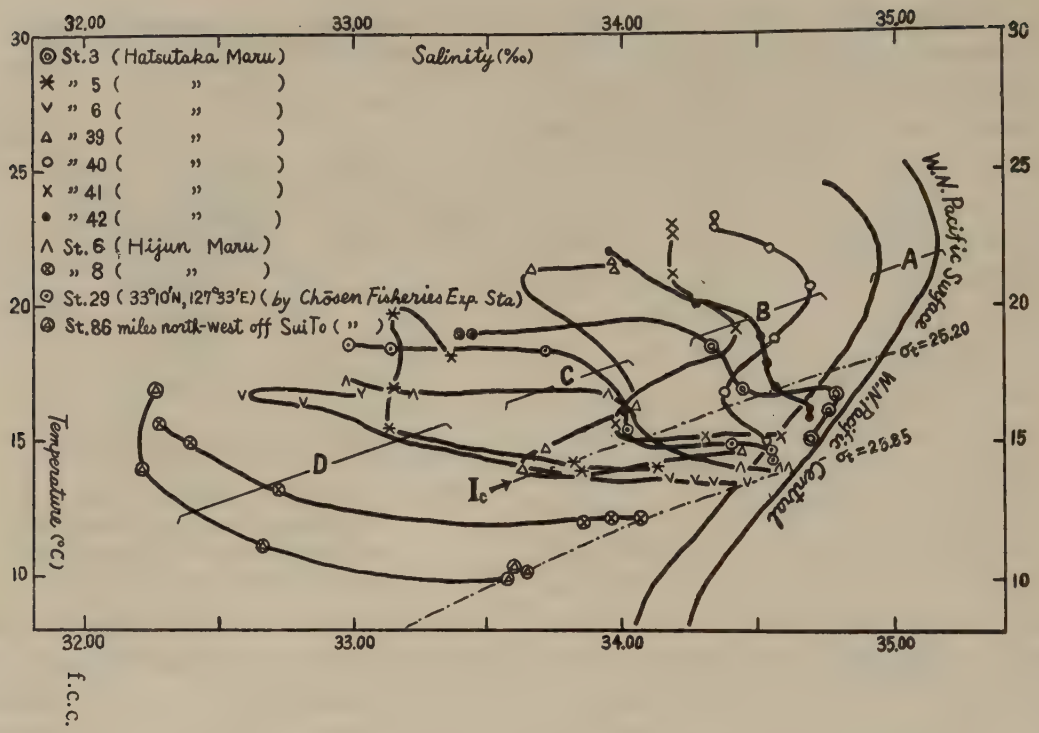


Fig. 3. T–S curves at selected stations in the A, B, C and D areas west off Kyūshū.
I_c : coastal water of $\sigma_t = 25.20$.

の差はあるが水温は 13°C ないし 15°C，塩分は 34.50‰ないし 34.70‰位で，この値をもつ海水は 300 m ないし 400 m の深さにあるから中間水の上限の深さとしては浅すぎる嫌いがある。中央水の存在はその疑点をなくす意味において重要な意義をもつものと考える。

A 区域には SVERDRUP によると表層水，西部北太平洋中央水，中間水，深層水が層重している。表層水は一般に 100～200 m の厚さをもつが海流の模様，大気との接触などによつてその水温，塩分は場所毎にまた時間的にも非常に異なつている。しかしこの表層水の下半部は北太平洋のほぼ中央部（恐らくその中心区域は北緯 20～30 度，東径 150～180 度）における著しい蒸発と過少の降水によつて涵養される高鹹な海水が北赤道海流，黒潮，北太平洋海流等の一連の循環流によつて広い北太平洋西部の全域にゆきわたつているので，一般に塩分の鉛直分布には極大となつて現われている。中央水は T–S ダイヤグラムには大略 18°C, 34.82‰; 10°C, 34.25‰の二点を結ぶ直線で示される約300 m 位の厚さの海水であるが，これは北緯 30～40 度，東径 150～160 度付近で冬季対流によつて涵養される海水が沈降，拡延して広く西部北太平洋に存在するものである。表層水と中央水の境は黒潮流域のように両海水が涵養される海域からかなりの遠隔の所では，特に表層水の著しい変質のために漠然として判別し難い。しかし両海水の涵養域の相接している北緯 20～30 度，東径 150～160 度附近のように高鹹な表層水と沈降間もない中央水とが相重なる所では水温，塩分特に塩分の鉛直分布には著しい躍層の存在が期待出来る。幸いこの区域は水路部の測量船によるかなり多くの観測がある。今六つの観測値[10]から両海水の境を検べてみる。Fig. 4 にその水温，塩分の鉛直分布を示した。図中波線は表層水と中央水の境を示す躍層である。躍層以深の中央水は水温と塩分がともに下方にほとんど直線的に徐々に減少しており，躍層以浅の表層水とは区別出来る。したがつて

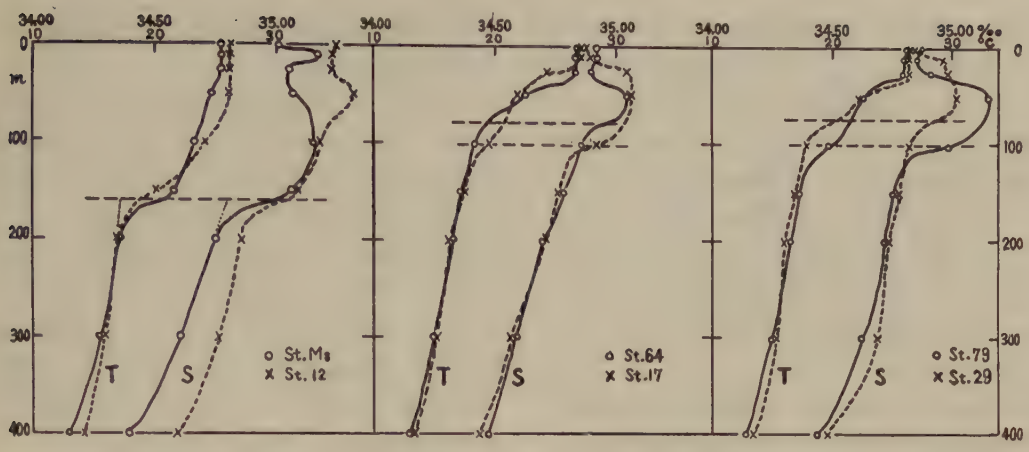


Fig. 4. Vertical temperature and salinity curves at six stations in the North Pacific Ocean of 20～30°N and 150～160°E. Broken lines show discontinuity layer between the surface water and the w. North Pacific central water.

Table 1. Depth of the discontinuity surface between the surface water and the western North Pacific central water, and temperature and salinity of the upper limit of the western North Pacific central water.

St. No.	Latitude	Longitude	Depth(m)	T(°C)	S(‰)	Vessel	Date
M_8	22°10.0′N	156°07.0′E	160	18.0	34.80	Kōshū	1932. 4. 18
12	23°19.6′N	156°24.0′E	160	18.0	34.85	Kōshū	1936. 12. 16
64	24°43.0′N	153°35.0′E	80	18.5	34.90	6th Kyō-Maru	1939. 8. 18
17	25°30.0′N	148°46.0′E	100	18.5	34.85	8th Kyō-Maru	1939. 7. 30
79	26°34.0′N	157°44.7′E	100	18.0	34.80	Komahashi	1939. 8. 19
29	27°06.0′N	158°47.1′E	70	18.5	34.85	Komahashi	1939. 8. 1

St. M_8 の分布に細い点線で示したように中央水の水温と塩分の曲線を上方に延長して躍層と交つて得られる水温，塩分の値は中央水の上端部の水温，塩分の値を示すと考えてよいであろう。Table 1 に各地点の躍層の深さおよび中央水上端の水温，塩分の値を掲げた。この水温，塩分は平均すると 18.3°C, 34.84‰ となる。Sverdrup が示した西部北太平洋の T-S ダイヤグラムには約 18.0°C, 34.82‰以深の海水を中央水として居るから，ここで求めた 18.3°C, 34.84‰とはまづ一致しているとみてよかろう。中央水の T-S 関係は西部北太平洋全域でほとんど変りがないから，A区域の T-S 曲線の中 $\sigma_t \fallingdotseq 25.20$ 以浅の海水は表層水であり，以深の海水は中央水と考えてよい。

B区域‥‥この区域は陸棚に接する所である。観測が海底まで行なわれているのでその T-S 曲線から $\sigma_t \fallingdotseq 25.85$ より大きい密度の海水は存在しないことが判る。ここでは表層水は支那東海の沿岸水との混合によつて僅かに低鹹となつているに過ぎないが $\sigma_t = 25.20$ 附近の海水は著しく低鹹を示している。これは支那東海の沿岸水と外洋水とがなす前線で下降して表層水と中央水との間に潜入した海水であろうが大洋に於ける中間水とその機構を同じくするものと考えられる。恐らく黄海沖合の海水が大陸の東沖合を迂回しながら南下し，済州島の南沖合から Fig. 2 の斜線区域の境（鎖線）で沈降，潜入したものと思われる。ここでは沿岸中間水と仮称し T-S ダイヤグラムに I_o をもつて示した。$\sigma_t = 25.20$ 以深の海水は西部北太平洋の中央水である（なお中央水は外洋ではその密度 σ_t が

25.20 から 26.70 までの値を有するものであるがこの B 区域には σ_t=25.85 以深の部分がない。このことは別の機会に報告[11]したい)。

C 区域‥‥この区域は陸棚に属する。表層水は沿岸水との混合によつて更に低鹹になりほとんど外洋水と支那東海沿岸水との中間的性質を帯びている。沿岸中間水が表層水と中央水の間に潜入していることはB区域と同じであり，海底に接して存在する中央水は未だ外洋における性質を失つていない。

D 区域‥‥この区域は浅く 100 m 内外である。表層水は最早外洋の表層水の性質を失つてほとんど支那東海沿岸水の性質を示す。中央水はなお存在するがすでに外洋における性質からは著しく変化している。

以上の如く九州の西沖合では外洋水と支那東海の沿岸水との間に著しい混合，恐らくは Fig. 3 から判るように等 σ_t 面に沿つた水平混合が行なわれていることが知られる。

中央水は陸棚に沿つて上昇しながら対馬海峡に向つて進行するがその水温，塩分をほとんど変えない。この海水は Fig. 1 の西水道にみられた σ_t=25.20 線直下の海水と一致する。したがつてこれまでいわれてきた対馬海流の中層水の主体は黒潮の最高鹹部の海水ではなく，その下層にある西部北太平洋の中央水がほとんど他の海水の混合をうけることなく西水道を通つて日本海に流入したものであることが判る。しかも緒言に述べたようにこの海水は日本海に入つた後も長い流程の間その性質を維持する。また東水道から日本海に流入するものは東支那海の沿岸水と僅かに混合した黒潮の表層水に限られる。

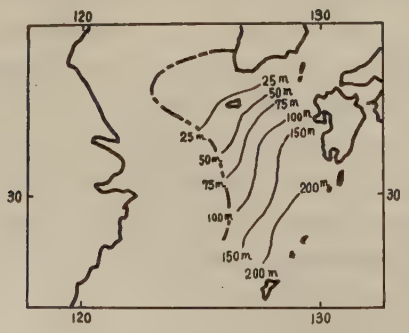


Fig. 5. Depth of the surface of σ_t =25.20 west off Kyūshū.

つぎにこの中央水が九州西沖合を進行する深さを Fig. 5 によつて示す。この図は σ_t=25.20 の等密度面深度である。したがつてこの面から海底までは中央水が存在するわけである。中央水の上限は九州南沖合では約 200 m 前後の深さにあるがそれが九州西沖合の海谷に沿つて上昇しながら日本海と朝鮮南沖に向うわけであり，朝鮮南沖合では 25～50 m の深さになる。しかしかかる海底に沿つての上昇進行がいかなる力学的機構によるのかは不明である。

以上のような西部北太平洋の中央水の日本海への進入は冬季特に晩冬には行なわれていないに違いない。何故なら先にも述べたようにこの期間には対馬海峡の両水道における海水にはほとんど差はなく，表層から海底まで一様な海水になつているからである。これは対馬海峡における対馬海流の流速[12]，流量[13]が著しく小さいことから中央水の進行が阻止され，対流によつて著しく一様になつた黒潮の高鹹な表層水がそのまま九州西沖の海域を占めるためと考えられる。

3. 日本海における中央水の生成

2 で述べたように 6～11 月の間に対馬海峡から日本海へ流入するものはその密度が σ_t=25.85 より小さい海水であり，また日本海の深層水は水温 1°C 以下，塩分 34.05±0.05‰といわれる海水である。これまでの報告によれば T-S ダイヤグラムに示される中層水と深層水との間の水は両者の混合海水であるとされている。それにしたがえば両水塊の間の T-S 関係は Fig. 6 の A 線によつて示されるごとき形をとるはづである。ところがこれまでの観測結果によるとそのような単純な形をとらない。たとえば昭和 23 年夏水路部によつて行なわれた対馬海流域の観測の資料[14]によつて観測各地点の T-S 値を同時に T-S ダイヤグラムに plot すると，その大体の T-S 関係は B 曲線のような形をとる。この T-S 曲線は大洋たとえば西部北太平洋の亜熱帯海域の T-S 曲線に相似していることが知られる。Fig. 6 には同様に昭和 24[15]，25[16] 年夏季に水路部によつて行

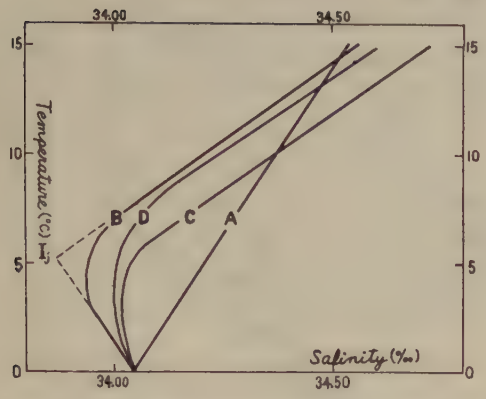


Fig. 6. Temperature-salinity relations of the Tsushima Current area of the Japan Sea.
A : after usual theory, B : 1948,
C : 1949, D : 1950
I_J : intermediate water

なわれた同海域の観測結果からその T-S 関係を C, D 曲線によつて示した。これまでの水塊分析法によつてこの T-S 関係を説明するためには，図に I_J で示したような海水を想定し，この海水が対馬海流とリマン海流の相接する極前線附近から潜入する中間水であるとすれば一応の説明がつくかも知れない。しかし 2 で述べたように中層水はその密度が σ_t =25.20～25.85 をもつ西部北太平洋で生成された中央水であつて決して一様な水温，塩分の海水ではない。したがつて T-S 曲線の両端及び屈曲部に original な水塊が存在し，その間の海水はそれらの水塊の混合水であるとする方法でなしにつぎのように考える。

それは日本海においても大洋におけると同じように SVERDRUP が示した水塊構成の機構が成り立つているか否か，すなわち冬季対流によつて涵養される海水が沈降し対馬海流域に拡延して存在しているか否かということである。それには対馬海流域からリマン海流域に至る冬季の表層の海水の T-S 関係が Fig. 6 の B 線または C, D 線の走行に相似するか否かをみればよい。日本海には冬季定期的に行なわれた観測は少ない。第二次大戦以前に朝鮮水試，裏日本各県水試による定線があるが冬季における観測の航程は一般に著しく短縮されている。しかしながら対馬海流域における各

Fig. 7. Sectional lines of oceanographical observation in the southern part of the Japan Sea.

地点の T-S 曲線をみると，春から秋までの期間では対馬海峡附近の日本海南部の T-S 曲線も北部の青森県沖合の T-S 曲線もほとんど相似て変りがない。このことは対馬海流域の海水の層重の機構が大体すでに日本海南部において完成していると考えてよい。したがつて日本海南部から北朝鮮東沖に至る極前線を含む Fig. 7 に示すような海域における表層水の T-S 関係をみてみよう。この海域には図に直線によつて示される朝鮮水試が行な

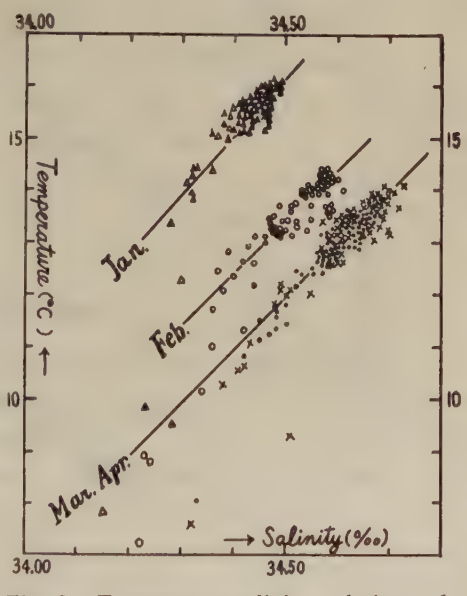


Fig. 8. Temperature-salinity relations of waters between Fuzan and Kawajiri in winter.
△ Jan., ○ Feb., ● Mar., × Apr.

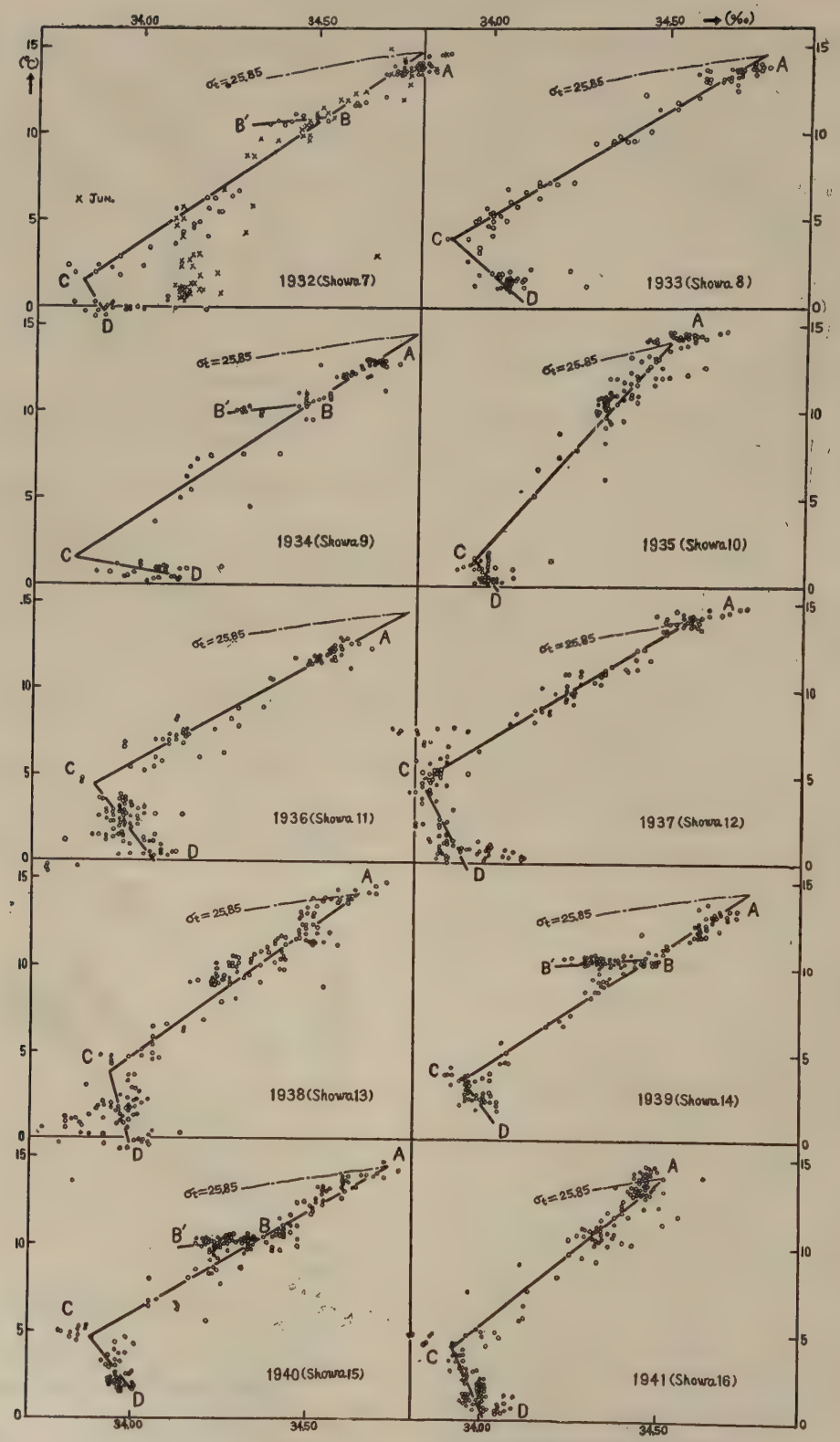


Fig. 9. T-S relations of surface water in the southern part of the Japan Sea in late winter.

つた定期観測線[17]がある。最初にこの区域で冬季最も表層水が冷却しかつ密度が大きくなるのは何月頃であるかを対馬海峡の山口県川尻—朝鮮尉崎間の観測値によつて検べてみる。1月から4月までの各月毎にかつ各観測地点の各層(海底まで)毎に水温，塩分の値を昭和7年から16年までの10年間について算術平均したものを月別印をつけてT-S ダイヤグラムに plot したのが Fig. 8 である。これによると3月及び4月が水温が最も低くかつ密度が最も大きいことが知られる。そこで対流の最も深くまで達するのは 3，4 月頃であると考え，Fig. 7 に示した各観測定線の3月及び4月の 25 m 及び 50 m 層の T-S 値を昭和7年から16年までの各年について T-S ダイヤグラムに plot したものを Fig. 9 に示した。ただし距岸15浬以内の観測値は除外した。この図にみられるように各年の T-S 関係は何れも相似て ACD の形をとるようすが窺われる（ただし昭和 7，9，14，15年のものには図に BB′ で示される線に沿つた T-S 曲線の分岐があらわれる。この BB′ 線に沿う T-S 点は何れも鬱陵島をとり囲む区域のものであることから，恐らく島を囲んだ区域に上昇流でも存在するのではないかと思われるが原因は不明である)。この中 A に近い T-S 点は対馬海峡に近いもの，C 附近の T-S 点は対馬海流域とリマン海流域の境附近のもの，D に近い T-S 点はリマン海流域のものに相当する。年によつて朝鮮北部沖の観測に欠測があるので，C，D 附近の T-S 点が不足している年もある。しかしD附近の海水が日本海の深層水に通ずるものであることが窺われようし，また極前線附近の海水すなわち C 附近の海水が塩分極小を示しているのが注目される。昭和7年のものには同時に同年6月5～10日に福井水試によつて観測された敦賀—浦塩間の対馬海流域に属する各地点の塩分極大層以深の T-S 値を plot してあるが，AC 間特に約7C° 以上の部分で冬季の表層水の T-S 関係と春季の鉛直 T-S 関係とがかなりよく一致していること，また Fig. 6 に示した昭和 23，24，25 年の T-S 曲線の走行の様子も同時によく一致しているのがみられる。このことは晩冬対流によつて生成された海水が春以降対馬海峡から流入する高温かつ密度の小さい海水の下に潜つて永く存続するためと考えられる。すなわち SVERDRUP が各大洋で指摘した中央水とその機構を一にするものではないだろうか。さらに指摘したいことはこの図に同時に示される等 $\sigma_t = 25.85$ 線からみてA附近の海水の密度が $\sigma_t = 25.85$ に近いことである。したがつて春以降対馬海峡から流入する西部北太平洋の中央水（$\sigma_t \fallingdotseq 25.20 \sim 25.85$ の海水）がこの日本海で冬季涵養される海水の直上に層重することが考えられよう。

しかしながら Fig. 6 と Fig. 9 を比較して判るように冬季の水平 T-S 曲線と春季以降の鉛直 T-S 曲線の約 7°C 以下の T-S 曲線部分が一致していない。すなわち後者が前者に比べて右にずれて高鹹となつている。これは各大洋にみられるように極前線附近の海水が収束下降する中間水的役割をしていることを示し，下降進行するにしたがいその特性を失つて高鹹となるものであろう。したがつて昭和 23 年の場合のようにこの中間水が甚だ顕著な場合もあるが，昭和 24，25 年の場合のように僅かにその存在が認められるに過ぎない場合もある。

以上によれば日本海の対馬海流域には対馬海峡から流入する海水の下には日本海で生成される日本海中央水 (Japan Sea central water)，中間水，深層水が層重しているといえる。唯津軽海峡以北の対島海流域ではその T-S 曲線が日本海中，南部のそれとは少しく変つて来るが，これは表層水の変質のみならず日本海北部における冬季の表層水の水平 T-S 関係がこれより以南の海域のそれに比べてかなり異なつているためと考える。

このように冬季の表層海水が極前線の収束帯を挟んで Fig. 9 のダイヤグラムに示されるごとき AC 間あるいは CD 間にかなり顕著な直線的 T-S 関係が存在する。しかしこれは単に対馬海流域の表層水とリマン海流域の表層水の混合を意味しない。このような T-S 関係があるためには極前線附近の海水の収束によつてCで示されるごとき海水が生成されるか，または他から別種海水 C が運ばれて来ることを必要とするが現在の資料からだけでは詳細は判らない。しかし冬季の対馬海流，リマン海流両域の表層では水平混合が強く卓

越しているものと思われる。これに対して夏季においては表層水の間にかかる T-S 関係は存在しない。海水密度が最も大きくなる時季，すなわち対流が最も深層に達する晩冬にのみかかる T-S 関係が存在するのはなぜであろうか。ただこの時季は丁度対馬海流の最も弱まる時季に一致し，日本海はほとんど淀みの時季 (stagnant season) に相当するといつてよい。かかる海況においてこそ水平混合が最も卓越するものと思われる。

4. 結　論

以上を綜合すればつぎの通りである。

(1) 対馬海峡の東西両水道を通る海水の性質を明かにした。すなわち東水道を通る海水は黒潮の表層水が僅かに東支那海の沿岸水の影響を受けたものであるが，西水道を通るものは上下二層の海水からなり，上層は東支那海の海水の影響をかなりうけた黒潮の表層水で，下層は西部北太平洋の亜熱帯収束帯から下降拡延する中央水の一部が九州南西沖合から海谷の海底に沿つて進入して来たものである。

(2) 九州西沖合では外洋水と東支那海の沿岸水との間には水平混合が行なわれている。

(3) 冬季日本海南部（恐らくは日本海全域）において表層水の T-S 関係はきわめて規則的であり，これから水平混合が卓越していることが知られた。

(4) 日本海も大洋と同じような水塊の生成，層重の機構がなりたつていると考えられる。すなわち同海の対馬海流域は対馬海峡から流入する海水の下層には日本海で涵養される中央水，中間水，深層水がある。

資料の不足などから検討すべき点が少くない。御批判，御教導を御願いする次第である。

文　献

1) 須田皖次他，1932: 第2回日本海南部海洋観測結果報告 (第一報). 海洋時報，**3** (2).
2), 3), 4), 17) 水産試験場，1932—1941: 海洋調査報告、50—69 号.
5) 気象庁，1951: The Results of Marine Meteorological and Oceanographical Observations. No. 10.
6) 肥沼寛一，1937: 北太平洋西部における水塊の種類とその混合。海と空，**17** (4).
7) MASUZAWA, J., 1950: On the Intermediate Water in the Southern Sea of Japan. Oceanogr. Mag., **2** (4).
8) STOCKMAN, W.B., 1946: A Theory of T-S Curves as a Method for Studing the Mixing of Water Masses in the Sea. Jour. Mar. Res. **6** (1).
9) SVERDRUP, H.U. *et al.*, 1942: The Oceans. New York.
10) 海上保安庁，1950，1951，1952，1954: 北太平洋西部における海象観測結果 No. 3～6. 水路要報増刊号（海象編)。
11) MIYAZAKI, M.: On the Water Masses in the Western North Pacific Ocean and the Tsushima Current. Unpublished.
12) 日高孝次，1950: 対馬海流の永年変化について，日本海洋学会誌，**6** (1).
13) 宮崎道夫，1952: 日本海の熱経済，北海道区水産研究所研究報告，4.
14) 海上保安庁，1950: 昭和 23 年夏の対馬海流および宗谷海流々域の海象。水路要報増刊号(海象編)。
15) 海上保安庁，1950: 昭和 24 年8月から 10 月の間に行なつた海象観測成果表。水路要報増刊号第7号。
16) 海上保安庁，1951: 昭和 25 年 8—9 月における日本海の海象。水路要報増刊号（海象編)。

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 2 June 1960

Western Boundary Currents and Vertical Motions in the Subarctic North Pacific Ocean*

Jotaro MASUZAWA**

Abstract: From the water budget in the subarctic North Pacific Ocean, it can be pointed out that there exists a western boundary northward current in deep depths below the southward flowing Oyashio, and on an average, sinking occurs in the upper layer above 1100 m depth and upwelling occurs in the lower layer below 1100 m depth in the whole region of the Subarctic North Pacific.

1. Introduction

In viewpoint of the large-scale water budget, the North Pacific Ocean is approximately closed toward the north, because both net transports through the Bering Straights and Kurile Islands are negligibly small. Therefore, the net vertically integrated transport to the north or south across th whole west-east section in the subarctic North Pacific Ocean must be almost zero. From this requirement, we shall obtain some ideas about the western boundary currents and also about the average structure of vertical motions in the subarctic deep waters. In this paper, the subarctic region is assumed to be bounded by the western coast of North America, Aleutian Islands, Kurile Islands, and the parallel of 40°N latitude (Section C in Fig. 1).

2. Wind-driven transports in the interior section C

In the interior ocean excluding the coastal boundary, horizontal shearing stresses and inertia terms perhaps do not play any important roles as suggested by STOMMEL (1956) and YOSHIDA (1957). If it is ture, the stationary meridional velocity can be presented as follows,

$$v=\frac{1}{\rho\beta}\frac{\partial}{\partial z}(f\rho w-\mathrm{curl}_z\,\tau) \qquad (1)$$

Fig. 1. The subarctic North Pacific Ocean. Sts. C_1~C_5: RYOFU-MARU, JEDS-II, Sept. 1959; Sts. Ch_{10}, Ch_{12}: BAIRD, CHINOOK Expedition, July~Aug. 1956; St. Mu_1: HORIZON, MUKLUK Expedition, July 1957.

* Received April 10, 1960. JEDS Contribution No. 10.
** Oceanographical Section, Japan Meteorological Agency.

where the x-, y- and z-axis are positive toward the east, the north and downwards respectively; v and w are the y- and z-component of velocity, respectively; ρ is the density; $\beta=\partial f/\partial y$, f is the Coriolis' parameter; τ is the vertical shearing-stress.

Assuming that the vertical shearing stress vanishes in deep depths and also that the vertical velocity is zero both at the surface ($z=0$) ond at the bottom ($z=D$), the vertically integrated volume transport (T_C) across the section C is

$$T_C=\frac{L}{\rho\beta}\cdot\overline{\mathrm{curl}\,\tau_0} \qquad (2)$$

where L is the width of the section, $\overline{\mathrm{curl}\,\tau_0}$ is the average wind-stress curl, which can be obtained from the annual wind-stress distribution by Hidaka (1958). Since there is a difference between the wind-stress curl on the western half section (C_W) and the one on the eastern half section (C_E), the meridional transports across each section are respectively calculated.

Table 1

Section	Western (C_W)	Eastern (C_E)	Whole (C)
L	0.32×10^{9}	0.41	0.73
$\overline{\mathrm{curl}\,\tau_0}$	$+1.20\times10^{-9}$	-4.46	-1.98
T	$+2.1\times10^{12}$	-10.1	-8.0

(c.g.s. unit; $\rho\beta=1.806\times10^{-13}$)

It is shown in Table 1 that the southward transport across the eastern section, is larger than the northward one across the western section, resulting in the net southward transport across the whole section. That is, the water volume of eight million qubic meters flows out every second in the interior ocean from the subarctic region to the south.

3. Western boundary currents

Since in the interior ocean there is the net southward transport across the southern boundary section of the subarctic region, as shown in the previous section, the mass conservation requires that there should exist the net northward transport by the western boundary currents. However, it is well known to us that the Oyashio flows southwards along Kurile Islands and Hokkaido in the upper layer. Therefore, there will exist the northward currents in the lower layer, which transport is by 8×10^{6} m^3/sec larger than the Oyashio transport. If these western boundary currents are in geostrophic balance, the transport per unit depth $T(z)$ can be computed dynamically from the hydrographic data in the section across the western bundary currents, so that the vertically integrated transport T_B from the surface to the bottom is equal to $-T_C$ by the following equation.

$$T(z)=\frac{1}{D}\left[\int_0^D\frac{10^5\delta D}{f}dz+T_B\right]-\frac{10^5\delta D}{f} \qquad (3)$$

where D is the depth of bottom and δD (dyn. m) is the difference of dynamic depths from the surface at both side stations of the western boundary current.

In the Second Japanese Expedition of Deep-Sea (JEDS-II) on board the Ryofu-Maru (Masuzawa and others 1959), a hydrographic section across the western boundary current was occupied at the southern part of Kurile Trench. It is the section B from St. C_1 to St. C_5 in Fig. 1. Since the observations were limited within 4000 m depth, those values of temperature and salinity in the deepest layers below 4000 m were exterpolated on basis of so generally characteristic distributions in the North Pacific that the temperature is slightly minimum at the depth of 3500–4000 m and the salinity very gradually increases to the bottom. Assuming that the depth of bottom (D) is uniformly 5000 m across the section, it follows that the average level of no motion across the section B is at 1520 m depth and the total transport in the upper layer is -11.6×10^{6} m^3/sec and the transport in the lower layer is $+19.6\times10^{6}$ m^3/sec. The vertical distribution of $T(z)$ is shown in Fig. 2. The magnitude of the southward transport by the Oyashio is of the same order to the transport previously estimated (Sugiura 1959). The existence of the northward western boundary current in the lower depths is expected from the Stommel's model of abyssal circulation (Stommel 1958a, p. 160). However, a southward current is found along the coast

of Kurile Islands and Northeast Japan in the deep-current map, described by STOMMEL (1958b) in the "Scientific American, June 1958". It seems to be more probable for me that there are northward deep currents below the Oyashio. Since we did not take any direct current measurements in deep depths, the dynamic computation was performed on the assumption that the level of no motion is at 1500 m depth from the requirement of the mass conservation. As shown in Table 2,

Table 2. Current velocities (cm/sec) referred to 1500 m depth in the section B (positive: northward)

Depth	C_1–C_2	C_2–C_3	C_3–C_4	C_4–C_5
0	5.5	−17.7	−13.3	8.2
50	8.2	−16.9	−13.6	5.1
100	8.0	−17.4	−12.4	4.9
150	7.7	−17.0	−12.1	4.6
200	7.7	−16.7	−12.0	4.1
300	7.5	−15.9	−10.8	3.2
400	7.0	−14.4	− 9.6	2.2
500	6.3	−12.6	− 8.6	1.0
600	5.6	−10.5	− 7.8	1.4
800	4.0	− 6.9	− 6.0	0.8
1000	2.4	− 4.1	− 3.9	0.0
1200	1.1	− 2.1	− 1.9	−0.3
1500	0	0	0	0
2000	−1.0	3.1	1.5	1.5
2500	−2.8	5.3	2.6	2.4
3000	−4.1	5.8	3.8	2.6
3500	−4.5	5.7	5.0	2.4
4000	−4.7	5.6	5.8	2.1
4500	−4.6	5.1	6.6	1.9
5000	−4.6	5.0	7.0	1.8

the northward deep current is strongest at the section C_2–C_4, which is located above the eastern slope of Kurile Trench.

4. Geostrophic transports across surrounding sections of the subarctic region

In order to estimate the water budget of the western (W), the eastern (E) and the whole subarctic region as shown in Fig. 1, respectively, volume transports across their surrounding sections must be computed. Those vertically integrated transports across the west-east sections C_W, C_E and C have been already obtained from wind stress curls on those sections. In the section M (see Fig. 1), the vertically integrated transport should be equal to the sum of transports across the western boundary section B and the western interior section C_W, say $+10.1\times10^6$ m³/sec.

If all effects of wind stresses and thermohaline or internal processes are reflected upon the mass distribution and geostrophic transports integrated from the surface to the bottom across these sections are equal to the above-mentioned transports, then the vertical distributions of the transport per unit depth $T(z)$ are computed from the equation (3), in which T_{CW}, T_{CE}, T_C and T_B+T_{CW} are placed for T_B, respectively. Moreover, the depth of bottom D is assumed to be uniformly 5000 m in all sections. These results are shown in Fig. 2.

(a) *The western interior section* C_W

The level of no motion is at the 1660 m depth and there exist northward transports in the upper layer and southward transports in the lower layer. This distribution is approximately inverse in sign to the distribution at the western boundary section B. Especially, the total southward transport in the lower layer across the section C_W (-17.3×10^6 m³/sec) almost cancels the total northward transport in the lower layer across the section B ($+19.6\times10^6$ m³/sec). However, the geostrophic transport in the upper layer across the section C_W ($+19.4\times10^6$ m³/sec) is far larger than the wind-driven transport ($+2.1\times10^6$ m³/sec). This implies that the thermohaline or internal processes are more important than the wind stresses for the total transport in the upper layer.

(b) *The eastern interior section* C_E

There are the larger southward transports in the upper layer above 2800 m depth except the very surface layer and the smaller northward transports in the deep depths.

(c) *The whole interior section* C

The average level of no motion on the whole section is at 850 m depth. The upper total transport ($+10.3\times10^6$ m³/sec) is northward in spite of the average negative wind-stress curl on the whole section.

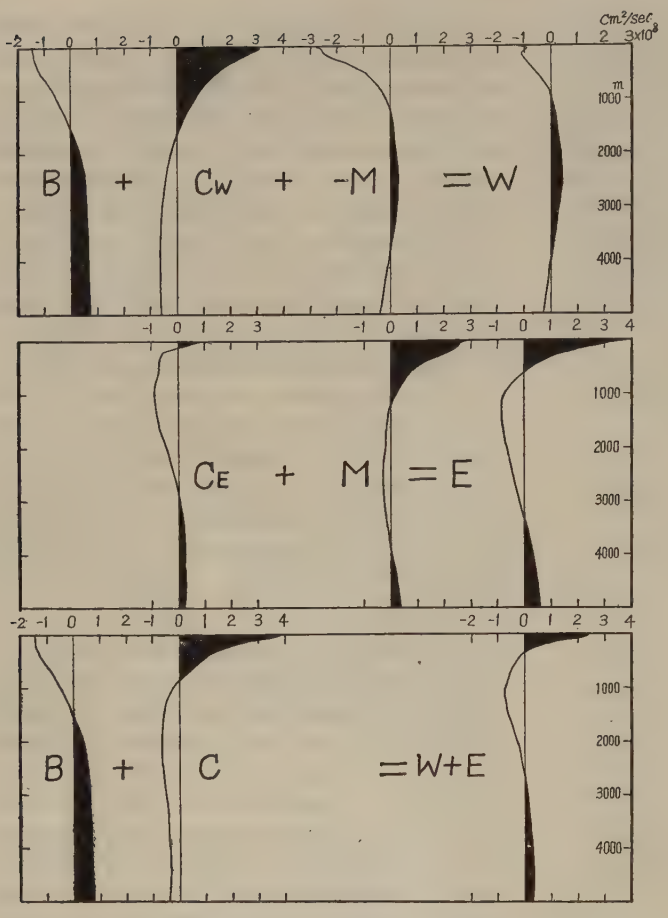


Fig. 2. Vertical distributions of the transport per unit depth $T(z)$ (cm³/sec/cm) across the surrounding sections of the western (upper), eastern (middle) and whole (lower) subarctic regions.

(d) *The meridional section* M

There are eastward transports in the upper layer from the surface to 1200 m depth, westward transports in the intermediate layer from 1200 m to 3800 m depth and eastward transports in the deepst layer from 3800 m depth to the bottom (5000 m). However, there are no effective changes of water in the lower layer below 1200 m depth across this section, comparing with the large eastward transports in the upper layer.

5. Vertical velocities in the subarctic waters

Though the total transport flowing into the region considered cancels the total transport flowing out, the inflowing transport is not always equal to the outflowing one at each depth. Therefore, if there were no vertical motions in the region considered, the depletion of water should occur in those depths where $\Sigma T(z)$ is negative and the accumulation of water should occur in those depths where $\Sigma T(z)$ is positive. The vertical distributions of these depletions or accumulations are computed in the western, eastern and whole subarctic regions, respectively (Fig. 2, right sides). Based on these distributions, the average vertical velocity $w(z)$ in the region considered is able to be computed by the following equation;

$$w(z)=\frac{1}{A}\int_0^z \Sigma T(z)dz \qquad (4)$$

where A is the area of the region considered and $\Sigma T(z)$ is the sum of transports per unit depth across the surrounding sections of the region considered.

As seen in Table 3, there happens upwelling in the large waters above about 3000 m depth in the western region, while sinking is occurring in the upper layer above 1800 m depth in the eastern region. The maximum velocity of upwelling in the western region occurs at 1000 m depth and the maximum velocity of sinking in the eastern region

Table 3. Average vertical velocities (cm/sec) (positive: downward)

Depth	Western (W)	Eastern (E)	Whole
200	-0.62×10^{-4}	$+0.92\times10^{-4}$	$+0.33\times10^{-4}$
300	−0.90	+1.15	+0.38
400	−1.14	+1.29	+0.38
500	−1.13	+1.36	+0.35
600	−1.46	+1.38	+0.31
800	−1.61	+1.30	+0.21
1000	−1.64	+1.10	+0.07
1200	−1.60	+0.83	−0.08
1500	−1.45	+0.40	−0.29
2000	−1.05	−0.22	−0.53
2500	−0.50	−0.68	−0.63
3000	+0.02	−0.96	−0.61
3500	+0.34	−1.01	−0.53
4000	+0.43	−0.84	−0.38
4500	+0.31	−0.50	−0.20

occurs at 600 m depth. In the deep waters, the direction of vertical motion is inverse in two regions. The average vertical velocities in the whole region are downward in the upper layer above 1100 m depth and upward in the lower layer.

Acknowledgements

The author wishes to express his hearty thanks to Dr. Kozo Yoshida, Tokyo University, for his valuable suggestions and also to Mr. Joseph L. Reid, Jr., Scripps Institution of Oceanography, for his kindness of sending the CHINOOK and MUKLUK Expedition Data.

References

1) Hidaka, K. (1958): Computation of the wind stresses over the oceans. Records of Oceanogr. Works in Japan, **4** (2), 77–123.
2) Masuzawa, J., Yasui, M. and Akamatsu, H. (1959): A hydrographic section across the southern part of Kurile Trench. Oceanogr. Mag., **11** (2), 165–171.
3) Stommel, H. (1956): On the determination of the depth of no meridional motion. Deep-Sea Res., **3** (4), 273–278.
4) Stommel, H. (1958a): The Gulf Stream, A physical and dynamical description. pp. 202.
5) Stommel, H. (1958b): The circulation of the abyss. Scientific American, July 1958.
6) Sugiura, J. (1959): On the currents south off Hokkaido in the western North Pacific. Oceanogr. Mag., **11** (1), 1–11.
7) Yoshida, K. and Han-Lee Mao (1957): A theory of upwelling of large horizontal extent. Jour. Mar. Res., **16** (1), 40–54.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 2 June 1960

海洋魚における無機化学成分の研究—V

「深海魚」,「かつお」および「まつかさうお」に含まれる非金属成分について*

今　西　　襄**

Studies on the Inorganic Constituents of Marine Fishes–V.

On the Nonmetallic Constituents of Deep-Sea Fishes, *Katsuwonus pelamis* and *Monocentris japonica*

Noboru IMANISHI

Abstract: The nonmetallic constituents of deep-sea fishes, *Katsuwonus pelamis* and *Monocentris japonica* were investigated.

Phosphorus, sulfur, chlorine and carbon containing in the ashes obtained by burning these fishes at 500～550°C were determined.

The milligram equivalents of these elements per 1 g of ashes are as follows:—
P: 19.4—8.46, C: 2.86—0.0, Cl: 2.31—0.14, S: 0.6—0.0

Phosphorus is the main constituent of the ashes, and amounts to 30-40% in weight as oxide.

In the case of *Katsuwonus pelamis* Phosphorus is most contained in white flesh and secondarily in gills and red flesh, while in *Monocentris japonica* most contained in head and secondarily in bones and flesh containing bones.

Chlorine is most found in the deep-sea fishes and in the heart of *Katsuwonus pelamis*.

Sulfur is most found in the red flesh of *Katsuwonus pelamis* and the deep-sea fishes.

Carbon (CO_3) is most contained in bones, cuticles and deep-sea fishes' bodies.

It is supposed that CO_3 is generated from both the carbonates which originally construct the bone, head and other parts, and those which were secondarily made by burning these fishes' bodies.

「深海魚」,「かつお」および「まつかさうお」より得られた乾式灰について，燐，硫黄，炭素および塩素の各量を求め，その分布について考察した。

1. 試料および処理法

既報[1] の通りであるので省略する。

2. 分析法

2・1 試料溶液の調製

乾式灰約 0.5 g を精秤し少量の硝酸に溶解し，残分を遠心分離する。残分はよく温水にて洗い，洗液は本溶液に合し適当に稀釈して pH 1.5～2.0 の試料溶液とする。

あらかじめ酸形とした陽イオン交換樹脂柱に通じ流出液を採取する。ついで樹脂には蒸留水を通じて水洗し洗液が酸性を示さなくなるまで続け，これら洗液を先に得られた流出液に合して一定量とする。この一定部分をとつて燐，塩素，硫黄の定量に供する（第3報参照）[1]。炭酸根の定量には乾式灰をそのまま使用する。

2・2 燐酸根および塩素の定量法

燐はモリブデン酸アンモニウムによつて燐モリブデン酸アンモニウムの黄色沈澱となし，これを濃度既知の苛性ソーダ溶液の一定過剰に溶解し，残存苛性ソーダより逆滴定をする。この際沈澱生成の条件によつて種々の組成のものを生じ誤差を伴うことは多くの人々によつて論ぜられておるが，筆者は石橋法[2] を採用した。

塩素の定量は燐モリブデン酸アンモニウムの沈

* 1960 年2月5日受理

** 高知大学文理学部化学教室 Chemical Laboratory, Faculty of Literature and Science, Kochi University.

Teble 1. Analytical procedure for non-metallic constituents in marine fishes.

Sample soln. | 10 m*l* neutral soln.

H_2O 10 m*l*
$(NH_4)_2MoO_4$ 10 m*l*
NH_4NO_3 40% 10 m*l*
HNO_3 5N 10 m*l*
warm (50—60°C) for ab. 3 min. with stiring
stand for ab. 3 hr or overnight, filter

Ppt.

wash with KNO_3 1% until the washing liquid becomes nutral — *wash. liquid*
add known excess of NaOH 0.1 N to dissolve the yellow ppt.

Soln.

titrate back with HCl 0.1 N, PO_4 determined

Filtrate

$NaFe(CN)_5NO$ 10% 0.5—1.0 m*l*
titrate with $Hg(NO_3)_2$ 0.01 N

Cl determined

Table 2. The determination of SO_4

Sample soln. | concentrate 100 m*l* of original soln. to ab. 10 m*l*

centrifuge tube

HCl 6 N 1—1.5 m*l*, warm for ab- 5 min.
$BaCl_2$ 0.1 F 1—1.5 m*l*, warm for ab. 1 hr.
stand for 6 hr.-overnight, centrifuge

Ppt.

wash with HCl 0.1 N
then wash with H_2O until Cl^- can not be detected

beaker

dilute to ab. 100 m*l*
NH_3 (c) ab. 5 m*l*

EDTA 0.01 M known excess added

warm to dissolve the ppt.
stand for a while
regulate the acidity to pH 11 with NH_3(c)

P.C. indicator 10 drops, titrate back with $BaCl_2$

SO_4 determined

Filtrate

discard.

P.C.····phthalein complexone ab. 0.1%[7]

澱を沪去した沪液および沈澱の洗液を合したものについて行つた。

この沪液は燐の沈澱剤であるモリブデン酸アンモニウムを含むので，いわゆる銀滴定は不可能である。それ故強酸性で行い得る硝酸第二水銀による滴定法[3]によつた。すなわち，約 0.5 N 硝酸々性において，ニトロプルシットソーダを指示薬として定量の可能であることを確めた。分析法を Table 1 に示す。

2・3　硫酸根の定量法

試料液は硫酸根の他に燐酸根および塩素イオンを含むので，適当な酸性液より硫酸根を硫酸バリウムとして沈澱せしめなければならない。生成した沈澱は沪取し，濃度既知の EDTA 溶液の一定過剰に溶解し，残存する EDTA を濃度既知の塩化バリウム液で逆滴定する[4]。沈澱は僅少である

ので遠心分離管を利用し，つぎのような手段をとつた（Table 2 参照）。

沈澱完成のために一夜を放置した。沈澱に付着した沈澱剤である塩化バリウムを充分に洗い出すことが肝要であるが，この際洗液として始めは約 0.1N の塩酸を用いなければならない。何故なれば酸度が低下すると共存する燐酸がバリウム塩となつて沈澱し，誤差を生ずるからである。なお燐酸バリウムは pH 2 以下に保てば沈澱しない。

2・4 炭酸根の定量法

E. J. Conway の微量拡散分析法[5] によつた。すなわち試料灰 0.02～0.20g を精秤して拡散器の外室に入れ，内室には 0.5N の水酸化バリウムの一定量を入れる。つぎに約 1N の硫酸を外室の試料に加えす早く蓋を密着し，約 30 分放置して内室に残存する水酸化バリウムを 0.1N 塩酸にて逆滴定する。

3. 結果および考察

本実験に供した試料灰は乾式法によるものであつて，その灰化温度は 500～550°C である。ここに求められた炭酸根については，灰化操作中に第二次的に生成したものも含まれる恐れがないとはいえない。したがつてここに得られた結果は試料本来の含有量を示すものでないかも知れないが，各種試料における相対量を知る上においては必ずしも，無意義ではないと思われる。すなわち炭酸根がカルシウムの含有量の多い骨，頭等の部分に比較的多いことによつても，これが燐酸根とともにこれらの部分を形成するものであることを理由付けるのに役立つ。このことについては，また J. Stolkowski もその著書[6]で述べておる。

Table 3, 4, 5, 6 はこれら元素の分布表である。数字は灰分 1g 中に含まれる元素のミリグラム当量を示す。

量的に最も多いのは燐分であつて，五酸化燐と

Table 3. The distribution of phosphorus in marine fishes.

G.Eq. ×10³	Deep-Sea fishes (native name)	*Katsuwonus pelamis* (Katsuo)	*Monocentris japonica* (Matsukasauo)
20.00			
		Flesh (white) (19.4)	
19.00			Head (19.3)
		Gills (18.51)	
18.00		Flesh (Red) (18.30)	Bone (18.6), Flesh (18.5) (Contain. Bone)
		Liver (17.34)	
17.00		Bone (17.25)	
16.00	Aome-eso (16.08)	Pyloric coeca (15.78)	
		Head (15.57)	
	Kagokamasu (15.45)		
15.00			Scale (15.10)
	Sokomatodai (14.73)		
14.00	Sumikuiuo (14.25)		
	Hashikimme (13.89)	Stomach (13.65)	
13.00	Gencho (13.35)	Heart (13.47)	
12.00			
11.00			
10.00	Ankô (Flesh) (9.72)		
9.00	Ankô (Bone) (8.91)		
8.00	Fujikujira (8.46)		

Table 4. The distribution of chlorine in marine fishes.

G.Eq. $\times 10^3$	Deep-Sea fishes (native name)	*Katsuwonus pelamis* (Katsuo)	*Monocentris japonica* (Matsukasauo)
	Ankô (flesh) (4.72)		
2.30	Ankô (bone) (2.31)		
2.00	Gencho (2.05) Kagokamasu (1.77)		
	Hashikimme (1.56) Fujikujira (1.54)		
1.50	Sokomatadai (1.52)		
1.00	Sumikuiuo (1.10)		
			Flesh (contain. bone)
0.50		Heart (0.61)	
0.40		Gills (0.37)	
0.30		Head (0.26)	Scale (0.24)
0.20		Bond (0.20) Flesh (white, red) (0.19) Pyloric coeca (0.18) Liver (0.17) Stomach (0.15)	Bone, Heac (0.14)
0.10			

Table 5. The distribution of carbon (CO_3) in marine fishes.

G.Eq. $\times 10^3$	Deep-Sea fishes (native name)	*Katsuwonus pelamis* (Katsuo)	*Monocentris japonica* (Matsukasauo)
			Head (2.86)
1.00	Hashikimme (1.00)		
0.92			
0.84	Sokomatodai (0.87) Kagokomasu		
0.76			Scale (0.74)
0.68		Bone (0.67)	Flesh (contain. bone) (0.67)
0.60			
0.52	Sumikuiuo (0.52)		
0.44			Bone (0.40)
0.36			
0.28			
0.20	Aome-eso, Gencho (0.24)	Gills (0.22)	
0.12	Ankô (Bone) (0.10) Ankô (Flesh) (0.08)	Pyloric coeca (0.07)	
0.04	Fujikujira (0.03)	Head (0.05)	
0.00		Flesh (red) (0.01) Flesh (white) Heart (0.00)	

Table 6. The distribution of sulfur in marine fishes.

G.Eq. $\times 10^3$	Deep-Sea fishes (native name)	*Katsuwonus pelamis* (Katsuo)	*Monocentris japonica* (Matsukasauo)
	Aome-eso (0.65)		
0.50	Geneho (0.53)	Flesh (red) (0.54)	
0.40	Hashikimme (0.40) Ankô (Bone) (0.38)		
0.30	Fujikujira (0.30) Sumikuiuo (0.28) Kagokamasu (0.27) Sokomatodai (0.24)		
0.20	Ankô (Flesh) (0.21)	Heart (0.20)	
		Gills (0.16) Head (0.15), Bone (0.14)	Flesh (contain, bone) (0.16)
0.10		Stomach (0.09)	Bone (0.09) Scale (0.07)
		Flesh (white) (0.04) Pyloric coeca (0.03) Liver (trace)	Head (trace)

して灰分の 20～46％を占める。アルカリ金属およびアルカリ土類金属が酸化物として灰分の約50％を占めることは既報の通りであるが，これと対比すると燐の酸化物が非金属成分を代表して対応しておることになる。次いで塩素分，炭酸分が多く含まれ硫黄分が最も少ない。

燐は魚体各部に平均して分布しておつて，最大含量と最小含量との間に著しい差がない。これは燐が生体に不可欠な要素であることを示すものである。

塩素分は深海魚に多く含まれ，「かつお」および「まつかさうお」には少ない。深海魚は概して中型魚であつたので全体として，または内臓を除いた部分を一括して供試したものであるが，「あんこう」の場合のみは肉と骨とに分けて分析を行つた。塩素分の多いことは深海魚の一つの特徴と考えられる。「かつお」においては心臓および「えら」に多く含まれる。このことは血液に富むことに原因するものでないかと考えられる。

硫黄分は「あおめえそ」，「げんちよ」などの深海魚に多く，また「かつお」においては，その赤身の部分に特に著しい。これはリポイド状硫黄およびアミノエチル硫酸などを多を含むためではないかと考えられる。

本研究にあたつて終始御懇篤な御指導を賜わつた京都大学教授石橋雅義博士並びに魚類に関して御指導をいただいた本学教授蒲原稔治博士に深謝する。

文　献

1) 今西　襄：海洋魚における無機化学成分の研究-II，III，日海会誌，**16**(1)，15～17，19～17，(1960).
2) 石橋雅義：定量分析実験法 p. 341～345，冨山房
3) ————：〃 p. 481～483，冨山房
4) 向井孝一・後藤宏一：分化，**11**，732，(1957).
5) 猿橋勝子：分化，**4**，337，(1955).
6) J. STOLKOWSKI: "Le Calcium et la Vid" 松岡芳隆，八島慶子共訳（クセジュ文庫）白水社.
7) 上重景平：キレート滴定法，p. 87，南江堂.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 2 June 1960

海洋魚における無機化学成分の研究—VI

「深海魚」「まつかさうお」および「かつお」における銅，鉛，亜鉛の分布について*

今　西　　襄**

Studies on the Inorganic Constituents of Marine Fishes–VI.

On the Distribution of Zinc, Copper and Lead in Deep-Sea Fishes, *Monocentris japonica* and *Katsuwonus pelamis*.

Noboru IMANISHI

Abstract: Some important behaviors of trace elements in the living body have recently been made clear. As an example some of trace elements are found in blood or enzyms and behave as a catalyst in the biochemical reactions.

The investigations on the distribution of trace elements in the bodies of sea fishes may afford some contributions to the problems on the behaviors of trace elements in the living bodies.

In this paper the distributions of Zn, Cu and Pb in the sea fishes as deep-sea fishes, *Katsuwonus pelamis* and *Monocentris japonica* are reported.

These three elements were isolated by the ion exchange resin from the solution obtained by dissolving the ashes of fishes in HNO_3; and also these three were simultaneously determined by the polarographic method.

In the bodies of these fishes, Zn is most aboundant, Cu is secondarily and Pb least.

Generally Zn is rich in flesh but poor in bones. Cu is rich in deep-sea fishes such as *Chlorophthalmus albatrossis* albatrossis (Aome-eso) and *Synagrops japonica* (Sumikuiuo) and Pb is most rich in the gills and the heart of *Kastuwonus pelamis*.

The scale of *Monocentris japonica*, and the stomach and heart of *Katsuwonus pelamis* contain Cu more than the other parts respectively.

微量無機成分いわゆるミネラルの生体内における役割については，近時注目を浴びるようになつた。すなわち，血液，酵素等を形成する物質の中心原子となり，または生化学反応における触媒として微妙な作用を営むこと等が次第に認められてきた[1]。この意味において魚体内における微量元素の追求も，これ等の問題に対する資料の一端ともなり得ると考えられる。

本報告は「深海魚」の数種，「まつかさうお」および「かつお」における銅，鉛，亜鉛の分布および，これら元素の定量法を述べる。

*1960 年2月5日受理

**高知大学文理学部化学教室 Chemical Laboratory, Faculty of Literature and Science, Kochi University.

1. 試料および処理法

既報[2]の通りであるので省略する。

2. 分析法

2・1 銅，鉛，亜鉛の分離

試料灰約 0.7～1.0 g を精秤して硝酸に溶解し，液の酸度を pH 1.5～2.0 に調節して酸形とした陽イオン交換樹脂 (Amberlite IR-120) に通じ，陰イオンと分離する。樹脂に交換吸着せられた金属イオンは，始め 0.5 N 塩酸にて処理してアルカリ金属を溶離する。つぎに溶離剤を 1 F 酢酸アンモニウムに切り替え，流速約 1 ml/分に

Table 1. Polarographic wave and pH

	Cu		Pb		Zn	
pH	$E_{1/2}$	height of wave	$E_{1/2}$	height of wave	$E_{1/2}$	height of wave
4.85	−0.10	29 div.	−0.54	14 div.	−1.23	94 div.
5.88	−0.07	25	−0.50	13	−1.20	103
7.30	−0.13	13	−0.40	14	−1.18	124
8.30	−0.23	12	−0.37	13	−1.15	142

E : half-wave potential vs. S.C.E. (volts)

てカルシウムの流出の終るまで溶離を続ける。ここに得られた液は適当に濃縮して試料溶液とする。酢酸アンモニウムによる溶離においては，最初にマグネシウムが流出し，ついで鉛，銅，亜鉛等の2価の遷移元素，最後にカルシウムが流出するので，カルシウムの流出の終るまでの液を集めることによりこれら金属は全部捕集せられる。

2・2 銅，鉛，亜鉛のポーラログラフによる同時定量[3]

交換樹脂より溶離せられたこれら元素を含む溶液を約2～3倍に濃縮して一定容量となし，この一定部分をとつて定量に供する。この溶液は溶離

Table 2. The Distribution of zinc in marine fishes.

ZnO% in ashes	Deep-Sea Fishes (native name)	Katsuwonus pelamis (Katsuo)	Monocentris japonica (Matsukasauo)
0.400	Ankô (Flesh) (0.394)	Stomach, Liver (0.400)	
0.390			
0.			
0.310		Flesh (white) (0.310)	
0.			
0.270		Head (0.269)	
0.260			
0.			
0.200			
	Aome-eso (0.196)		
0.190		Flesh (red) (0.205)	
		Blood (0.185)	
0.180			
0.	Hashikimme (0.136)		
0.130			
0.			
0.100			
0.090			Head (0.092)
0.080		Scale (0.088)	
		Gills (0.072)	
0.070			Scale (0.070)
	Sumikuiuo (0.068)		
	Fujikujira (0.063)		
	Ankô (Bone) (0.062)		
0.060	Sokomatodai (0.059)		
0.050			
			Flesh (cont. bone) (0.045)
0.040	Kagokamasu (0.042)		
0.030	Gencho (0.027)		
			Bone (0.025)
0.020		Bone (0.021)	
0.010		Pyloric coeca (0.010)	

剤である酢酸アンモニウムの溶液となつておるし，またこの溶液中には酢酸アンモニウムが交換樹脂の酸形の部分（金属イオンと交換に使用せられなかつた残部分）との交換反応によつて生じた遊離の酢酸を含むので，自ら緩衝液を形成して pH 約 5.5 である。したがつてこのまま酢酸アンモニウムを支持塩としたポーラロ用電解液となる。

酢酸アンモニウムを支持塩とした場合の銅，鉛，亜鉛のポーラロ波と液の pH との関係を求めると Table 1 のようになる。

表中 $E_{1/2}$ は飽和甘汞電極を対極とした場合の半波電位を示し，波高は自記記録紙の目盛数をもつて表わす。（柳本ペン記録式，ポーラログラフ PA–102 型使用）。この表より明らかなように，液性によつて半波電位および波高が変化することがわかる，酸性側においては，銅および鉛の波はよく分離し，特徴あるポーラロ波が得られるが，亜鉛は波高が低下する傾向を見せ，かつ上段の拡散電流曲線の勾配が大となり，作図上の不便を生じて来る。

これに対して液性がアルカリ側になると，銅の半波電位は負圧側に移行し，かつ波高は低下する。鉛の半波電位は正圧側に移行するが波高には差が認められない。したがつて銅と鉛のポーラロ波は次第に近接し pH 8.5 以上となると合波が現われるようになる。これに反して亜鉛は良好なポーラロ波を示すようになる。

以上の事実より，銅，鉛，亜鉛の同時定量を行うには，この 3 者に都合のよい液性を選ぶことが肝要となる。この点交換樹脂より溶離したものは pH 5.5 であるので適当な酸性にあるわけである。筆者はすべての検液について pH を 6 付近に調節してポーラロ定量を行つた。定量方法は後期標準添加法をとつたので必ずしもすべての検液の pH を一定にする必要はない。ただし同一試料については添加液と添加しない液の pH を一定にする必要があることは勿論のことである。極大抑制剤としては，ゼラチン溶液を 0.01 % になるように使用した。添加標準試料は試料によつて異るが概して 10^{-5} 化学式量/立 付近の濃度となるように使用した。

Table 3. The distribution of copper in marine fishes.

CuO% in ashes	Deep-Sea fishes (native name)	*Katsuwonus pelamis* (Katsuo)	*Monocentris japonica* (Matsukasauo)
0.160	Aome-eso (0.152)		
0.150			
0.140			
0.130			
0.120	Sumikuiuo (0.123)		
0.110			
0.100			
0.090			
0.080	Ankô (Flesh) (0.086)		
0.070	Kagokamasu (0.074)		
0.060	Sokomatodai (0.064)		
0.050			
0.040		Stomach (0.040) Heart (0.039)	Scale, Head (0.035)
0.030			
0.020		Flesh (red) (0.022) Liver (0.018) Flesh (white) (0.017)	
0.010	Ankô (Bone) (0.010)	Bone (0.005), Gills (0.005) Pyloric coeca (trace)	Bone (0.004), Flesh (trace)
0.000	Gencho (trace)	Blood, Head (trace)	

Table 4. The distribution of lead in marine fishes.

PbO% in ashes	Deep-Sea fishes (native name)	*Katsuwonus pelamis* (Katsuo)	*Monocentris japonica* (Matsukasauo)
0.230		Gills (0.233)	
0.120			
0.110		Heart (0.114)	
0.100			
0.070			
0.060	Ankô (Flesh) (0.064)		
0.050			
0.030			
0.020	Fujikujira (0.018) Sokomatodai (0.014) Sumikuiuo (0.011)	Stomach (0.020)	Scale (0.024)
0.010	Aome-eso (0.010) Ankô (Bone) (trace) Kagokamasu (trace)	Blood, Pyloric coeca(0.006), Flesh (white), Liver Head, Bone, Flesh (red) (trace)	Bone, Head (0.008) Flesh (cont. bone) (0.007)

3. 結果および考察

結果を Table 2, 3, 4 に示す。表中の数字は灰分における各元素の酸化物としての百分率を表わす。これらの結果より一般的な結論を見出すことは困難であるが，概略的な傾向を求めてみるとつぎのようになる。

亜鉛はこれら3元素の中最も量的に多く含まれ，かつ分布も概して普遍的である。

また一般に肉に多く骨に少ないことは3種の魚類に共通する事柄である。すなわち「あんこう」の肉，「かつお」の白身，赤身は，それぞれの骨に対して亜鉛の量において著しい差を見せている。深海魚である「あおめえそ」および「はしきんめ」は全体としての含量であるが，「あんこう」の肉についで多い。また「かつお」の肝臓，胃腸および血液に多いことは注目せられる。

銅は一般に深海魚に多く含まれ，特に「あおめえそ」,「すみくいうお」に多い。「かつお」,「まつかさうお」においては僅かに 0.04%以下である。また肉に多く骨に少ないことは亜鉛と同様である。「かつお」においては胃と心臓に最も多い。幽門垂は胃と密接して体腔の同一部位にありながら銅の含量を異にする。このことはまた亜鉛についてもいえる。

鉛はこれら3元素中最も微量な成分である。概して 0.02%以下の含量である。しかし「かつお」の「えら」，および心臓に著しく多く含まれる。

深海魚類中「あおめえそ」に特に銅および亜鉛が多く，「まつかさうお」の表皮および頭部（「えら」を含む）に他部分に比して3元素ともに多いこと，および「かつお」の「えら」が特に鉛を濃縮しておることは興味ある事柄である。表皮，鱗，「えら」に殊に，これらの元素が濃縮せられておることは，これが生化学的の意味を持つものでなくて海水中のこれら元素が単に吸着，濃縮せられたものでないかと考えられる。

本研究にあたつて終始御懇篤な御指導を賜わつた京都大学教授石橋雅義博士並びに魚類に関して御指導をいただいた本学教授蒲原稔治博士に深謝する。

文　献

1) W. スタイルズ：微量元素，木村健二郎その他共訳，朝倉書店.
2) 今西　裏：本研究-II，III，日海誌，**16**(1)，15～17，19～23.
3) 石橋雅義・藤永太一郎：ポーラログラフ分析法，丸善株式会社.

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 2, June 1960

伊勢湾における海況変動とプランクトン分布について*

故赤塚孝三**・上野福三**・三谷勝次**・宮村光武***

On the Relation Between the Distribution of Plankton and the Annual Changes of Sea Condition in Ise Bay.

The late Kozo Akatsuka, Fukuzo Uyeno,
Katsuji Mitani and Mitsutake Miyamura

Abstract: This report deals with a relation between the seasonal changes of plankton and the sea conditions in Ise Bay based on the observations covering from Oct., 1950 to Dec., 1951.

In Ise Bay less haline water which is affected by land drainages extends to southward from innermost part of the bay along the west coast, while haline water invades northward from the entrance to the eastern part of the bay. Distribution of both waters is shown by the horizontal distribution of chlorinity in the surface. The borders of both waters are usually found near the isohaline lines of 15 and 17 Cl‰ namely horizontal gradients of surface chlorinity becomes steep near the both isohaline lines in every month. The extentions of the waters are represented by the location of both isohaline lines in the bay. Distributions of phytoplankton have intimate relation with the one of chlorinity; accordingly, most abundant regions of various species appear separately in three regions —— more than 17 Cl‰, 15-17 Cl‰ and less than 15 Cl‰ —— according to their responses for chlorinity. This division corresponds to following three groups in annual changes of phytoplankton appearrance: 1) Oceanic group. The species belonging to this group occur in most haline seasons at the sea area near the entrance of the bay. 2) Neritic group I. Main populations are found in the innermost part of the bay in haline seasons and in the sea near the entrance in less haline seasons. 3) Neritic group II. Usually appears near the innermost part of the bay. In some stenothermal species, however, the distributions are affected by the changes of temperature.

In zooplankton, eury-haline neritic species and larvae of coastal benthic animals are dominant, because of extreme less haline of the water. Oceanic species appears only here and there in the invading water in most haline months from Oct. to Dec.

1. 緒　言

伊勢湾の海洋調査については，三重県ならびに愛知県水産試験場により古くからなされてきた。しかしながらプランクトンを含む総合的海洋観測の解析が行なわれた例は少なく，1929 年 11～12 月に海洋気象台（海洋気象台，1933）[1]により実施されたものをみるだけである。したがつて伊勢湾の海況の周年変動とプランクトンの季節変動との関係について解析したものは全くなかつた。

三重県水産試験場伊勢湾分場では本湾のイワシ資源調査の目的をもつて行なつている観測の一環としてプランクトン調査を 1950 年 10 月より 1951 年 12 月まで実施した。ここに解析したものはこの資料に基ずくものである。

調査海域は伊勢湾口から湾奥に至る湾全域で，観測点は約 60 設定してあるが，各観測時毎に多少の移動がある。観測日の間隔はおおむね 1 ケ月で，各月下旬に行なわれている。1951 年 1, 2,

* 1960 年 4 月 19 日受理
三重県水産試験場伊勢湾分場　業績第 9 号
** 三重県立大学水産学部　Faculty of Fisheries, Prefectural University of Mie.
*** 三重県水産試験場伊勢湾分場　Ise-wan Branch, Fisheries Experimental Station of Mie Prefecture.

9月の各観測時は湾奥だけである。また四日市一日長線以北の湾奥部と以南の中，南部とは各観測時とも観測実施期日に数日のずれがある。なお，プランクトン以外の各観測結果は事業報告（三重県水産試験場伊勢湾分場，1950，1951)[2] としてすでに出版されている。

試料の採集は㊞ネット（径 45 cm，XX 13 番網地使用）を用いて底層より表面までの鉛直採集を行ない，フォルマリン固定後検鏡した。プランクトン量は，動植物全量に対して RC 法により表現した。検鏡は採集直後 ※赤塚孝三によりなされ，その後解析がされないまま宮村光武により保存されていた資料を，今回上野福三，二谷勝次が取りまとめ，海況との関連性を解析したものである。したがつてプランクトンの絶体量と海況との関係については解析することができず，単に相対的な関係だけを示した。また 1951 年5，6月の動物プランクトン資料が失なわれている。

計数されたプランクトン種数は植物プランクトン240種，動物プランクトン190種におよび，沿岸性，外洋性または冷水性，暖海性のほとんど全般にわたるが，散発的に出現した種が多い。これらの中より定常的に出現したり，広範囲にわたつて分布するものを植物プランクトン (Dinoflagellata を含む）中より 58 種，動物プランクトンより 21 種選択し，これらの出現傾向を解析して表層の水温，塩素量の分布を対比させた。

2, 海況概要

一般にプランクトンの消長，ならびに分布は海況に対応する。本報に用いられた資料と同時に観測された水温，塩素量より海況の概要を述べる。

一般に伊勢湾のように湾口が狭く，かつ大河川を有する湾では，河川からの流入水が海況におよぼす影響は，はなはだ大きく，当湾でも三大河川（木曽，揖斐，長良川）の流入水が大きく関係し，さらに遠州灘北部を西に流れる黒潮反流が関与して，それらの勢力の消長によつて海況に著しい差を生ずる。

すなわち，塩素量 (0 m) (Fig. 1) についてみると，もつとも低かんとなる7月を頂点として6～8月にかけて湾奥部と湾口部には著しい差を生じ，また流入河川水の量が少なくなる 11 月～翌2月にかけては湾口からの外洋水の侵入がほとんど湾奥に及び，湾内の全域を高かんとする。また水温 (0 m) (Fig. 2) については，冬季には湾奥部が低く，湾口部が高くなり，夏季にはそれと反対の現象がみられる。表層の最低水温は2月湾奥で 7°C 前後を示し，最高水温は2月湾奥及び大湊沖停滞部で 28°C を示している。

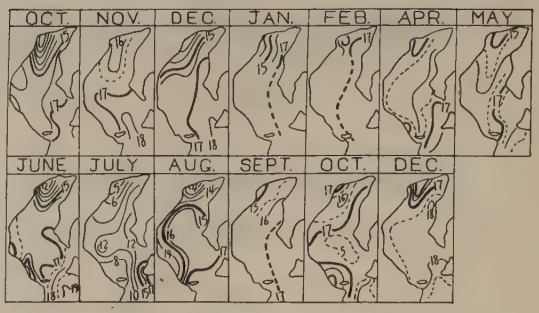


Fig. 1. Distributions of surface chlorinity (Cl‰) in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

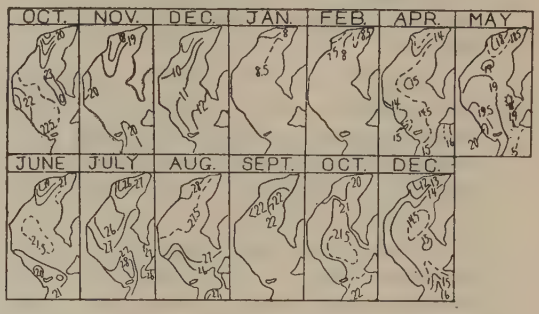


Fig. 2. Distributions of surface temperature (°C) in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

一般に伊勢湾の環流は，木曽，長良，揖斐の三大河川流入水が西部沿岸を南下し，黒潮反流は三河湾の影響を受けながら東部沿岸に沿つて北進する傾向がみられ，中央部付近に大きな停滞部を形成する。Fig. 1 は表層の塩素量分布の季節的変動を示しているが，これにより侵入外洋水と流入河川水の季節的消長が明瞭に示される。すなわち，15 Cl‰，17 Cl‰の等塩素量線付近は常にその水平傾度が急で，15 Cl‰の線をもつて流入河川水の影響域を，17 Cl‰の線により侵入外洋水の影響域の境界線をそれぞれ概略的に知ることが

可能である。これによると河川流入水量の著しい7月においては，15 Cl ‰ の等量線は湾口まで押し下げられ，湾内は著しく低かんとなり，最低値は湾奥では 2 Cl ‰ に達する。8月にはその傾向が徐々に回復し，9～12 月に至つては湾口からの侵入外洋水の勢力が大となり，1951 年 12 月には 17 Cl ‰ の等量線が湾奥付近に達し，湾内のほぼ全域が 17 Cl ‰以上となつている。1，2月も降雨少なく，侵入外洋水は東部沿岸に沿つてほとんど湾奥にまで達し，かなり湾内は高かんとなる。しかしながら4，5月に至ると，湾奥部 15 Cl ‰，湾口部 18 Cl ‰ となり，その傾度はゆるやかとなるが，17 Cl ‰ の等塩素量線は湾口付近まで押し下げられる。6月に入ると，梅雨期の降雨の影響が現われて，湾奥部は著しく低かんとなるが，その勢力は侵入外洋水を湾口まで押し出すにはおよばず，傾度が湾奥付近において極度に急となつて，湾の中央部は 16.5 Cl ‰ 前後を示す。また 17 Cl ‰ の等量線は前月に比し幾分三河湾方面に押し出されているにすぎない。

以上を概説すると，本湾は当然のことながら内湾的傾向が強い。ただ，表層水温の周年変動域は大阪湾，東京湾などと大差はないが，塩素量値の上下差は極度に大きく，上記等の本州南岸付近の内湾とは比較にならない。

3. 植物プランクトン

前述のように，本湾は内湾的傾向が強く，その塩素量変動は極度に大であるため，プランクトン分布もほとんど塩素量値の変動に応じて分布しているに近い。特に本湾の水温，塩素量に対する特性図（上野，1959)[3] の中心付近に位置し，特定の狭温種以外の多くの内湾種は，その量特性がほとんど塩素量と逆相関関係を持つている。したがつて，一般の内湾種と異なり 17 Cl ‰ 付近の低かん域が占める面積が大きく，各種の分布特性も内湾種，外洋種だけでなく，内湾種の中でも特に低かんな水域に分布の中心があるものと，比較的高いところに中心のあるものとの差が明確に分れる。したがつて本稿では，表層の塩素量変動をもつて流入陸水ならびに侵入外洋水の動勢を代表させ，これと珪藻分布との関係をみた。

一般的にいつて，内湾種で比較的低かんを好むものが湾奥から西岸一帯にかけて分布し，内湾種でありながら外洋的性格の強いもの，および純外洋種が湾口からの黒潮反流の流入の程度に応じて出現しているのが顕著にわかる。

出現した主要種を分布上の傾向から大別すると，つぎの3グループに分類することができる。

1) 比較的高かんな外洋水侵入水帯におもに出現するもの。

2) 高かん期には低かんな湾奥に，低かん期には西部または湾口に分布の中心が移動するもの。

3) 低かんな三大河川流入水帯におもに出現するもの。

I 外洋水帯におもに出現する種について

7～12 月，外洋水の侵入群を中心として出現する比較的外洋性の強い内湾種および外洋種であるが，8～12 月の最高かん期にだけ出現のみられるものと，周年みられるものとに分れる。前者は好適域が最も高かん部であるため，このように出現期が制限されたものと考えられ，多少内湾種もまざるが，ほとんど，いわゆる外洋種である。これに対し，後者は内湾的傾向が強く，細胞数も極度に多いものがあり，大部分内湾種である。一部混入している外洋種は最低かんの5～7月にはみられない。この2群中，前者については水温の影響を受けて出現期が限られたとみるものを区別することは不可能であるが，後者中には *Biddulphia sinensis*, *Coscinodiscus rothii* および *Chaetoceros compressus* が冬季1～3月に出現せず，8月に著しく多い。これは水温の影響によるものと考えられる。このほか外洋的性格が強いうえに水温に左右されて出現期が短期間のものがある。このようなものには冷水種で冬季現われる *Chaetoceros decipiens* および *Ch. densus* と熱帯性で夏季だけにみられる *Clymacodium frauenfeldianum* および *Cl. biconcavum* の2種がある。

このような出現傾向別に各種を分類すると Table 1-(1) に示すようになる。

高かん期に侵入し，外洋水域を中心として出現する群のうち，代表的傾向を示す *Rhizosolenia calcar-avis* について分布の周年変化を Fig. 3 に示した。この種は最も外洋性強く，かつ暖海性の

Table 1. Dominant Phytoplankton Species in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

1) The species occurred in relatively haline region.

Occurred over the entire periods.	Occurred only in most haline season	Occurred in special restricted seasons.
Biddulphia longicruris	*Biddulphia mobiliensis*	Winter to spring:
Chaetoceros eibenii	*Chaetoceros coarctatus*	*Chaetoceros decipiens*
C. didymus	*C. peruvianus*	*C. densus*
Coscinodiscus janischii	*C. curvisetus*	
Guinardia flaccida	*C. lorenzianus*	Summer:
Rhizosolenia alata f. *gracillima*	*Corethron hystrix*	*Clymacodium frauenfeldianum*
R. robusta (exc. May to July)	*Coscinodiscus concinus*	*C. biconcavum*
R. setigera	*Hemiaulus hauckii*	
R. stolterfothii	*Lauderia borealis*	
Thalassiothrix frauenfeldii (exc. May and June)	*Rhizosolenia calcar avis*	
Biddulphia sinensis (absent in winter)	*Thalassiosira subtilis*	
Chaetoceros compressus (absent in winter)	*Ceratium furca*	
Coscinodiscus rothii (absent in winter)	*C. fusus*	
	C. pennatum	

2) The species near the boader between neritic water and invaded water.

Occurred over the entire periods.	Occurred in special restricted seasons.
Actinoptychus undulatus	Summer:
Ditylum brightwellii	*Chaetoceros laciniosus*
Eucampia zoodiacus	
Guinardia flaccida	Autumn:
Stephanopyxis palmeriana	*Dinophysis homunculus*
Nitzschia seriata	*Peridinium pennatum*
Ceratium tripos	*Ceratium bergonii*
C. macroceros	
C. intermedium	

3) The species occurred in relatively less haline region.

Almost independent to the changes of temperature.	Abundant in special restricted seasons.
Skeletonema costatum	Summer:
Thalassionema nitzschioides	*Bacteriastrum varians*
Peridinium conicum	*Chaetoceros affinis*
P. pallidum	*C. diversus*
Gonyaulvx polygramma	Winter:
	Chaetoceros socialis
	C. subsecundus

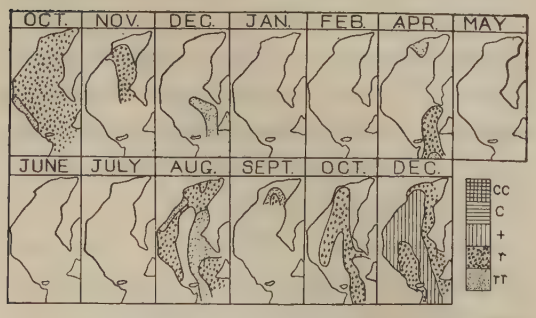


Fig. 3. Distributions of *Rhizosolenia calcar avis* in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

ため8～12月の高かん期に侵入水帯に多く，最も高かんとなつた1951年12月が最も多い。1～2月の低温期には出現がみられず，4月にわずかに湾口付近にみられる。

つぎに多少内湾性をおびるため周年出現しているグループの例として Fig. 4 に *Biddulphia longicruris* の分布を示した。これより全期間中の出現変動をみるとつぎのようになる。1950年10月には湾口から多量の侵入があり，全域に分布したが，特に外洋水侵入路に多い。同年11月全域に多く分布しているが，量の地域差は前月よ

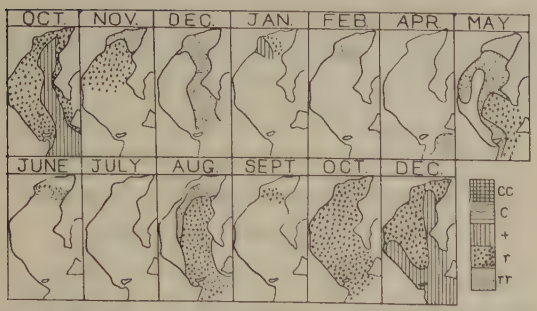


Fig. 4. Distributions of *Biddulphia longicruris* in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

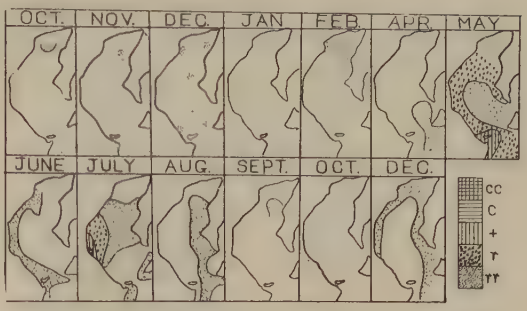


Fig. 5. Distributions of *Actinoptychus undulatus* in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

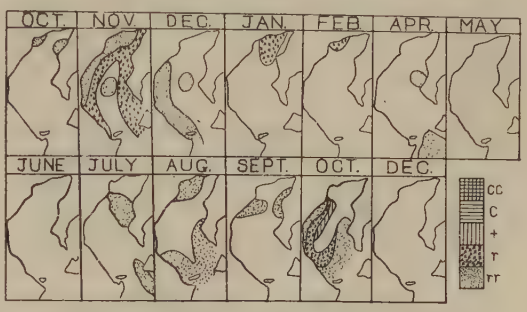


Fig. 6. Distributions of *Ceratium tripos* in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

り小さくなつている。12月には河川からの流入水がみられたため外洋水侵入路に分布し，西部には出現しなくなつた。これが 1951 年1月になり河川流入水の停止とともに西部に増加し，2月には前年11月と同様全域に広がつた。しかしながら，4月には河川流入水の増加からふたたび湾口付近だけに分布し，5，6月には外洋水の侵入があつたため，わずかながら中央部まで進んでいる。7月には梅雨期の降水により湾内の塩素量が著しく低下したため出現せず，8月になつて湾内の塩素量が回復して 15 Cl ‰ の当量線が湾内深くまで入りこんだのに伴つて中央部まで進出している。これ以後9月には，さらに湾奥まで侵入して 10 月に至り全域に分布を拡大したが，12 月にはますます増加して湾奥付近には著しく多くなつている。

なお Dinoflagellata では，一般に内湾性の強い *Ceratium furca*, *C. fusus*, *C. pennatum* も，本湾では比較的高かん水域に出現がみられ，かつ出現期が秋季であるため Table 1 では最高かん群に入つているが，これらの種がはたして高かん域を好むかどうかについてはなお疑問がある。

II　高かん期には低かんな湾奥に，低かん期には西部または湾口に分布の中心が移動するもの。

これらのグループは前グループに比べて分布域が上下とも狭く，16 Cl‰前後で高かん期には湾奥に分布し，低かん期には西部方面に周年出現している，*Actinoptychus undulatus*(Fig. 5), *Stephanopyxis palmeriana*, *Eucampia zoodiacus*, *Ceratium intermedium*, *Nitzschia seriat* があり，*N. seriata* は三河湾の影響も受けて当海区に9～12月に多く現われている。また Dinoflagellata の *Ceratium tripos* (Fig. 6), *C. macroceros*, Diatom の *Ditylum brightwellii* 等も5，6月は出現しないがほぼ同傾向を示している。

低温となる冬季を除き，比較的高温期（7～12月）におもに湾奥に出現するものとして *Dinophysis homunculus* f. *pedunculatus*, *Peridinium pennatum*, *Ceratium bergonii* などがあり，*Chaetoceros laciniosus* もほぼ同傾向を示している。以上本群の出現傾向をまとめると Table 1–(2) のようになる。

III　低かんな三大河川流入水帯におもに出現するもの。

周年出現する最も主要な暖海性内湾種である *Chaetoceros affinis* は主として8～9月に多く出現し，17.5 Cl ‰ 以上の高かん期には少なく，また低温時には比較的高温な湾口の方が多くなる。このような傾向は大阪湾にもみられる（上野，1957)[4]。さらに本湾に周年顕著にみられるものと

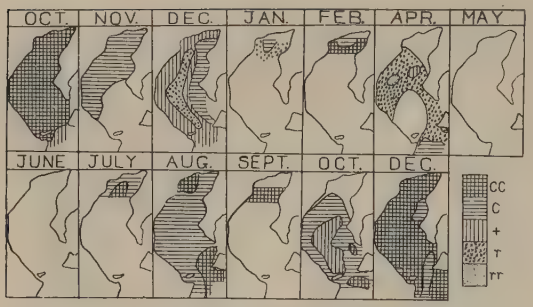


Fig. 7. Distributions of *Thalassionema nitzschioides* in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

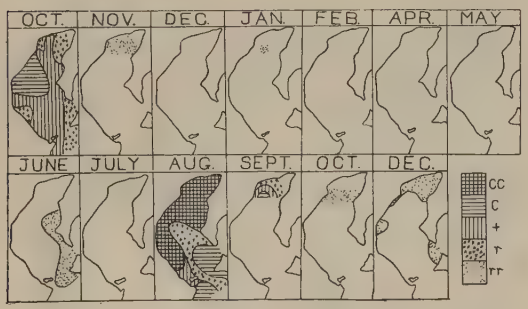


Fig. 8. Distributions of *Bacteriastrum varians* in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

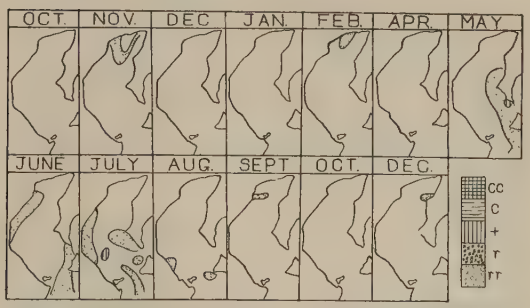


Fig. 9. Distributions of *Gonyaulux polygramma* in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

して *Skeletonema costatnm*, *Thalassionema nitzschioides* (Fig. 7) が同傾向を示し，これらは伊勢湾のように極度に低かんとなる内湾では湾奥には少なく，むしろ外洋水の侵入する秋から冬にかけて全域にわたつて多量に出現する。

また夏季を中心として湾奥に出現するものとして *Bacteriastrum varians* (Fig. 8), *Chaetoceros diversus* がある。

周年出現するが極端な低かん種と考えられるものに *Gonyaulux polygramma* (Fig. 9) があり，5～7月の低かん期には湾西部，および三河湾海域に分布する。*Chaetoceros socialis* は冬に出現する内湾種で，15～16 Cl ‰ が好適と思われ，4～10 月にはあまり低かんなところでは全然出現していない。また，はなはだしい冷水性内湾種として *Ch. subsecundus* が 10～12 月の湾奥にみられ，5～9 月の高温期には全く見当らない。これは 10～15°C が好適水温と思われる。本群の出現種をまとめると Table 1-(3) のようになる。

4. 動物プランクトン

1951 年5，6月の資料が欠けているため，この季の状況を知り得ないが，前述のように高かん期にあつても，他の内湾に比べて著しく低かんな本湾では，適応性の弱い外洋種は全く散発的にしか見出されず，まとまつた分布を形成するものはほとんどない。動物プランクトンの主体となつているものは，適応性のはなはだ広い純内湾種と，沿岸底棲生物の幼生である。主要出現種を Table 2 に示した。

本湾にみられる最も外洋性のものとしては *Eucalanus cornutus*, *Sagitta enflata* (Fig. 10) があるが，これは高かんとなつた 1951 年 10～12 月だけにみられ，湾奥まで達している。さらに内湾性外洋種としては *Corycaeus speciosus* があり，一般に東部沿岸から知多半島にかけて外洋水侵入水帯に周年分布し，10 月は高かんとなるため湾全体に分布している。同傾向を示すものに *Oncaea venusta* があり，これは 4～7 月の低かん期以外は外洋水侵入路に主にみられている。*Oikopleura dioica* (Fig. 11) は高かんとなる秋に特に多く，その他の季節も1，2月を除き外洋水侵入路の縁辺にみられる。また *Sticholonche zanclea* も秋だけにみられ 10 月には全域に広がり極大を示す。

さらに，幾分内湾性の強い種としては，*Evadne nordmanii*, *Penilia schamackeri* があり，前者は7月の最低かん期，10 月の高かん期の外洋水侵入水路にはみられず，16 Cl ‰ 前後が好適域と考えられ，後者は幾分塩素量域の幅広く，7月には湾奥に分布がみられる。

つぎに内湾的性格強く，周年出現する種として

Table 2. Dominant Zooplankton Species in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

Group No.	Occurred over the entire periods.	Occurred in special restricted seasons.	The species which has special type of distr.
1)		*Sagitta enflata* (Oct.-Dec.)	*Temora discaudata* (in winter at innermost part)
2)	*Oncaea venusta* *Corycaeus speciosus* *Oikoplera dioica**	*Stichlonche zanclea* (autumn)	Gastropoda larva (in warm seasons, at innermost part) Cirripedia larva (in warm seasons, at innermost part and entrance)
3)	*Favella ehrenbergii* *Tintinnopsis fracta* *T. mortensenii* *Sagitta delicata* *Evadne tergestina** *Penilia schmackeri** *Paracalanus parvus** *Acartia lonfiremis* *Microsetella norvegica* *Oithona nana*	*Codonellopsis globosa* (Oct.-Dec.) *Podon leuckartii* (autumn)	Bivalve larva (over the entire periods, western coast) *Noctiluca scintillans** (near large current rips)

Group number 1): The species occurred in relatively haline region. 2): The species Occurred near the border between neritic and invaded waters. 3): The species occurred in the innermost part of the bay. *: absent in winter.

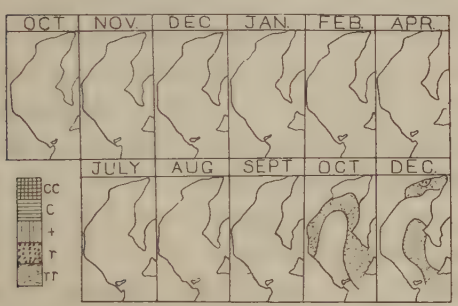


Fig. 10. Distributions of *Sagitta enflata* in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

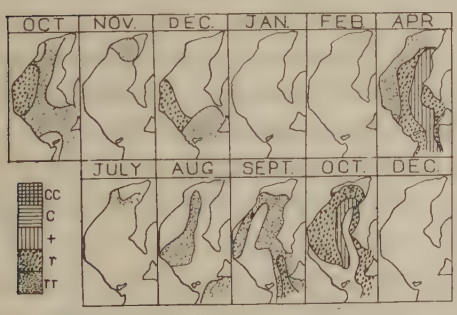


Fig. 11. Distributions of *Oikopleura dioica* in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec. 1951.

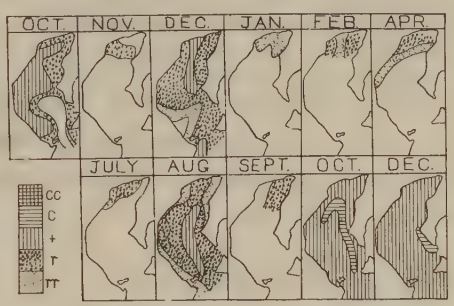


Fig. 12. Distributions of *Microsetella norvegica* in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

は *Tintinnopsis fracta, T. mortenseni, Acartia longiremis, Microsetella norvegica* (Fig. 12), *Paracalanus parvus, Oithona nana* があり，前2者は最も内湾的傾向が強く湾奥に出現し，後5者は西部沿岸には出現少なく，中央の外洋水と河川流入水との境界線に帯状に長く分布することが多く，秋に多くみられる。周年ではないが前2者と同傾向を示す海況に現われるものは，*Codonellopsis globosa, Favella ehrenbergii, Saegitta delicata* 等があり，おもに秋季湾奥から西部にかけて分布がみられる。

変わつた出現傾向を示す種としては，*Temora discaudata* が1～3月にかけての低温期に湾奥に出現している。また Bivalva larvae, Gastropoda larvae も相当みられ，4～8月は主として湾口付近から知多半島よりに外洋水侵入水路にみられ，8～12月は Gastropoda larvae は消失するが，Bivalva larvae の方は別のものが低かんな西部沿岸に多くみられる。それと反対の傾向を示すものに *Balanus* nauplius があり，4～9月には湾奥に，8～12月の高かん期には外洋水侵入水路に出現している。

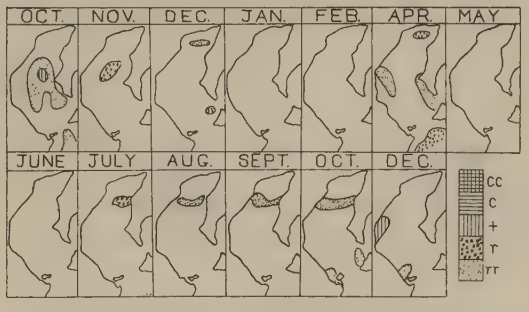


Fig. 13. Distributions of *Noctiluca scintillans* in Ise Bay from Oct., 1950 to Dec., 1951.

Noctiluca scintillans (Fig. 13) は春秋を通じ，湾中央部に分布が多く，特に外洋水の強い1951年8～11月は日長一四日市を結ぶ線上に帯状になつて現われている。

5. 総括——海況との関連について

以上を総合してみると，動物，植物プランクトンとも内湾性のものが主として出現しているが，三大河川の大流入水量に応じて低かん域が広範囲を占めるため，内湾性の強弱に応じて分布が分れている。したがつて流入河川水量の季節変動に応じてプランクトン分布も変動することになる。ことに珪藻の場合は塩素量分布に対する依存性が強いため（上野，1957[4]，1958[5]）この関係は密接である。大阪湾（上野，1957)[4]の場合は本湾に比べて流入河川水量が少ないため，著しい低かん域が広がるのは梅雨期だけであつたが，本湾ではしばしばである。Fig. 1 に示した塩素量分布によれば，外洋水侵入の指標としている17 Cl ‰線が湾奥付近にまで達するのは10月より翌年2～3月までで，その他の月はおおむね湾口付近にあつて湾全域が河川流入水の影響下にあると考えられる。特に塩素量低下の激しい6，7月には湾奥付近では10 Cl ‰以下となり，湾内中央部以北では低かんによる珪藻量の著しい減少がおこつている。このような現実は低かん期には常に湾奥から西部にかけて発見される。したがつて低かん期の珪藻濃密部は概して東部の外洋水侵入水路付近に現われ，河川流入水影響部には特定の極く内湾性の強いものしか現われない。このため珪藻の増殖の最も盛んなときは，梅雨による大量の流入河川水が停止し，かつ水温の高い8～9月と，17 Cl ‰前後の塩素量値が全域にわたつて分布する11～12月にみられる。この場合の分布域は内湾性の強い種が湾奥から西部にかけて分布し，湾口から東部の外洋水侵水路には，これより高かん性の内湾種および外洋種がみられる。外洋種の出現はほとんどこの期間に限られる。

Dinoflagellata の出現傾向は，原則として上述の珪藻の出現傾向と同様と考えられるが，ほとんど大部分のものは8～12月に出現する。この期間は高かん期であるが，かならずしも高かん期に出現するとは考えられず，秋季に限つて出現する制約要因は何か他にあるものと考えられる。Dinoflagellata が秋季に出現することは古くから一般にいわれており，大阪湾（神戸海洋気象台海洋課，1951)[6]の場合も同様である。

動物プランクトンは，一般に，内湾種は特に棲息環境域が広く，外洋種は狭い。本湾のように著しく低かんとなる内湾では外洋種の侵入は非常に稀で，高かん期にたまたま散発的に侵入してくる程度である。出現種のほとんどすべてが内湾種で，特に *Palacalanus parvus*, *Evadne nordmanii*, *Penilia schmackeri*, *Microsetella norvegica*, *Oithona nana* の5種が卓越している。しかしながらこれらの内湾種も低かん期には外洋水侵入水路付近に分布の中心があり，北部，西部の低かん域には減少している。

以上のほか，本湾の動物プランクトンには幼体が非常に多い。これは当然その親の産卵時期と棲息場所によつて制約されるのでまちまちであるが，特に多いのは Gastropoda, Bivalva および

Balanus の幼生である。また *Noctiluca scintillans* は表層流に支配されるため常に流入河川水の縁辺である 15 Cl ‰ 付近に出現する塩素量水平傾度の急な部分に局所的に出現している。

これらの 3 群は，それぞれ塩素量に対する適応値の高低を示している。なお一部の狭温種は水温の水平分布の影響も含まれる。

一方，動物プランクトンは湾内が著しく低かんとなることがあるため，広塩性の純内湾種と沿岸底棲生物の幼生が周年主体を占め，外洋種は 10～12 月の最高かん期に限り全く散発的に見出されるのみである。

5. 要　約

本報は伊勢湾における 1950 年 10 月より 1951 年 12 月に至るプランクトンの季節変動と海況とを対比させて，その相互関係を明らかにした。伊勢湾は流入河川水の影響を受けた低かん水が湾奥から西部沿岸沿いに南下し，一方湾口からの高かん外洋水の侵入は東岸沿いに北上する。これらの消長は表層の塩素量水平分布に明確に現われる。すなわち各月とも 15 Cl ‰，17 Cl ‰ の両等塩素量線付近の水平傾度が急で，これがそれぞれ流入水および侵入水の縁端であることを示す。両勢力の季節的消長は，これらの等塩素量線の位置となつて現われ，梅雨を中心とする低かん期には湾口付近に，10～12 月の最かん期には湾奥に位置する。したがつて植物プランクトン分布もこれと対応し，各種の濃密部が 17 Cl ‰ 以上，15～17 Cl ‰，15 Cl‰以下の 3 区に分れて出現する。これに季節的特徴を加味すると，①「外洋性群」②「高かん性内湾種群」③「低かん性内湾種群」となる。

文　献

1) 海洋気象台: 伊勢湾，三河湾海洋観測報告，海洋時報，**5**：1-1～66，1933.
2) 三重県水産試験場伊勢湾分場: 昭和 25 年度事業報告および昭和 26 年度事業報告，1950，1951.
3) 上野福三: 日本近海における主要珪藻の量特性と増殖期について——主としてプランクトン時報資料の解析，、Rep. Fac. Fish., Pref. Univ. Mie, **3**：2-407～435，(1959).
4) ————: 夏季の大阪湾における珪藻群集の遷移と増殖の模式的表現（第 1～3 報），日本海洋学会誌，**13**：73～84，107～110，(1957).
5) ————: 本州南岸付近の珪藻量と海況との関係，主として重要種の水温および塩素量に対する一般的特性について，海と空，**34**：4-92～112，(1958).
6) 神戸海洋気象台: 浮游生物速報，大阪湾定線定期 [1]，(1951).

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 2, June. 1960

ソビエトにおける海洋乱流の研究について*

井　上　栄　一**

かつて 1950 年に G. K. Batchelor の大気について行つた筆法をかりていうならば，海洋が乱流であるということを疑う理由は無いように思われる。そして Kolmogorov や Obukhov にはじまる乱流の相似理論が大気乱流に対して見事に応用されているように，それらが海洋乱流に対しても応用される可能性は極めて多いものと思われる。

こうした期待のもとに 1950 年前後から方々の国々でまず海洋の水平拡散係数の 4/3 乗則がためされはじめた。この 4/3 乗則は相似理論から求められる。

$$K(l) = \varepsilon^{1/3} l^{4/3} \qquad (1)$$

にもとづいている。ここに ε および l はエネルギー逸散率および現象のスケールを意味している。実験的には l を cm 単位で表わした時に

$$K(l) = A\, l^{4/3} \ (cm^2/sec) \qquad (2)$$

で表わされ，実験常数が 0.01 から 0.05 の範囲にあるという点では多くの人達の研究が一致している。もちろんこの常数は l のとり方により，またその実験のなされた海洋における ε によつて若干変化することであるから，A がすべての実験について厳密に一致しなければならないという理由はない。

水平拡散係数に対する相似理論の適用から更に一歩すすんで種々の海洋乱流特性を問題にするとなると，当然すでに大気乱流について行なわれた研究手段が参考となつて来る。たとえば海流の乱流速度成分の Euler 相関係数や，海面上における瞬間的点源拡散および連続的固定源拡散などについての実測結果が相似理論から導かれる結果とよく一致するという事実も南日氏や半沢氏などによつて指摘されているが，その手段は多くは大気乱流について既に行なわれていたものであつた。

私は海洋学についてはむしろ門外漢とみなされなければならないが，海洋乱流現象を私の専門としている大気乱流論的な立場から理解さるべきであると信ずるばかりに 10 年ほども前におこがましくも二，三の論文を発表したことがある。そして Kolmogorov や Obukhov, Monin を擁するソ連における大気乱流研究の目ざましい発展を見るにつけて，ソ連の海洋学者達の海洋乱流研究がどのように発展して行くであろうかという点に深い興味をひかれていた。

たまたま昨 1959 年の秋に東大理学部の吉田耕造助教授からその夏 New York で開かれた国際海洋会議の模様をきくことができ，そこでソ連海洋学者達が海洋乱流について多くの研究発表を行つたと知つて，実は私は「遂にやつたか！」とうなつてしまつた。その後でその会議の Proceedings の中にあるソ連の人達の論文 abstract の写しを吉田助教授から送つていただくにおよんで，今度は私は「これはぐずぐずしてはいられない」という気持にかり立てられるようになつた。というのは，彼等の研究の中には大気乱流研究で Obukhov や Monin によつてごく最近導入されはじめている安定度を特徴づける長さが海洋の乱された層の深さと関係づけられていたり，海中の温度変動が変動法で測定した輸送熱量と関係づけて示されていたからである。この種の研究は大気乱流の分野においても極めて最近に発達しつつあるものであり，測定となるとまだわが国ではなかなか手におえない段階にあるといわねばならない。それがソ連ではもう海洋乱流の分野にまでおしすすめられている。

私自身しばしば大気乱流の研究において「とてもソ連にはかなわない」と嘆声をもらしている折も折のことであるだけに，このことをわが国の海洋研究者にはやく教えてあげなければならないという気持になつてしまい，この一文を草する気持

*1960 年 2 月 8 日受理
**農業技術研究所気象科

になつたのである。

しかし残念ながら私はソ連語について全くの文盲に近い。従つて気ばかりあせつてもソ連の新研究を次々に理解して行くというわけには行かない。これが大気乱流関係の文献となると，私の周囲の若くて熱心な研究者の二，三の人達によつて邦訳されることとなり，また英米で英訳されたものをその国にいる友人達から供給してもらうということもあつてさほど苦労しなくとも内容を知ることができるという利点があつた。この国では「ソビエト気象」や「大気乱流に関するソ連文献邦訳集」という便利な印刷物さえ手に入るのである。

海洋乱流関係の文献についてはこのような便法のないのは残念であるが，数年前からソ連の Institute of Oceanology にいる R.W. Ozmidov と私的な交渉ができて，彼から別刷を送つてもらつたりしているせいもあつて彼の国の海洋乱流研究にはなんとなく親近感をいだくようになつている。そしてその内容も先に書いた友人達に頼んで訳してもらつている。

こうやつて手に入る限りの文献をながめてみると，ソ連での海洋乱流研究のはじまりは V.B. Shtokman によつてもたらされたもののように思われる。彼の業績については 1953 年の「科学」にのつた日高教授の綜合論文の中に「1945 年から 46 年に亘つてソヴィエトの海洋物理学者 W. S. Stockmann は海洋循環に関して 5 篇の論文を発表して将来の海洋循環理論の進むべき方向を示し，鉛直混合の他に水平混合を考慮した微分方程式をはじめて与えた」とある以外に私にはほとんど何等の知識もない。

最近 Shtokman がどのような研究を行つているかについては知るすべもないが，丁度 Obukhov がその歴史的論文を発表した 1941 年の *Izvestia* に Shtokman の論文ものつていることに私は私なりに興味をひかれている。もつともこの頃の *Izv.* は現在のように *ser. Geofiz.* と *ser. Geogr.* に分離される以前のことで *ser. Geofiz. Geogr.* となつていた。しかしそこですでに Obukhov 流の 4/3 乗則が Shtokman によつて注意されていたとは考えられない。ただ Ertel の方法によつて計算された水平拡散係数が方向によつて変り，また現象のスケールによつて変るということが注意されていただけのことであるようである。1946 年頃の Shtokman 論文は *Trudy Inst. Oceanology* に発表されてあるとのことであるが，この報告集については現在私は何もくわしいことをしらない。しかし Shtokman の論文が近頃の *Trudy Inst. Oceanology* に発表されつづけていることは文献目録などからうかがわれる。

1945 年頃の Shtokman の研究以後の 10 年間ばかりにおけるソ連の海洋乱流研究については私には何もわからず，それから 1957 年の Ozmidov の論文につながるのである。もしその 10 年間でのソ連における研究が空白であつたものとみなせるならば，先にのべたように 1950 年からの数年間では本家のソ連よりもわが国を含めた数ケ国でむしろ Obukhov らの相似理論が海洋乱流にとり入れられたといえそうである。

それ故にこそ私はソ連の海洋乱流研究がどんな途をすすんでいるのかを知りたいと思つていた。この疑問に答えるように最近になつていろいろな論文が私達の目にふれるようになり，最初は思つた通りだとのんびり構えている中に，その進み方のはげしさにこれはぐずぐずしてはいられないという気持に変つて来たことは先にのべた通りである。

次に最近の 2～3 年間に私の目にふれた論文について私の感じをのべて行くことにする。

私の知つている範囲では Ozmidov の最初の海洋乱流論文は 1957 年 6 月の *Izvestia Akad. Nauk SSSR, ser. Geofiz.* (*Izv.* と略記する) に出た水面上での水平乱流拡散に関するもので「海と浅い実験用プール内での水平乱流拡散の実験的研究」と題されている。それにひきつづいて 1958 年 2 月の *Izv.* と 1958 年の *Doklady Akad. Nauk SSSR* (*DAN* と略記する) とにそれぞれ水平拡散に関係する他の問題をとりあつかつた二つの論文，「拡散過程に対する異なつた大きさの eddy の影響」と「浮游する色素汚染の水平乱流拡散の計算」とが発表されている。その最初の論文では水面に散布された紙片の拡散を測定して

(1) あるいは (2) 式のような 4/3 乗則の適用限界が論じられていて，その適用範囲では経験常数 A が 0.0104 となることが示されている。そしてこの研究で OBUKHOV の指示を得たことがしるされている。第2論文では紙片の拡散の仕方が紙片の大きさによつて影響されることが示され，それが相似理論によるスペクトル函数を使うことによつて説明されている。これは大気乱流研究ですでに私達も行つたものである。彼の第3論文では色素の瞬間的点源拡散が問題にされ，中心の濃度が時間の $t^{-2/3}$ に比例することが南日氏によつて提示された東海村沖の海上拡散実験を使用して実証されている。

New York の海洋学会議に提出されている OZMIDOV の論文「海洋中の水平乱流拡散の観測」は，上記の三論文の綜合にすぎないようであるが，ここ数年間では彼が最も活溌に海洋乱流についての論文を発表しているといえる。

OZMIDOV と同じ Inst. Oceanology に所属する A.N. GEZENCHVEI が 1959 年1月の *Izv.* に発表した論文「流れの変動速度の平均化時間と海中における大規模水平交換係数との関係」には明らかに OZMIDOV の流れをくんだ相似理論の積極的な取入れ意慾がうかがわれる。ここでも流れの方向に沿う交換係数 K_x とそれと直角な方向についての K_y とがそれぞれ平均化時間 T について

$$K = CT^{2/3} \qquad (3)$$

という形で表わされると指摘され，この 2/3 乗則と (1) 式のスケールについての 4/3 乗則との関係が述べられている。しかし大気乱流について私達が 1950 年頃に求めた結果は

$$K = \varepsilon^{1/3}U^{4/3}T^{4/3} \qquad (4)$$

であつて，そのときにはスケール l が

$$l = UT \qquad (5)$$

で与えられていた。それに対して GEZENCHVEI は (3) と (1) とを等置することによつて

$$l \sim (\mu T)^{1/2} \qquad (6)$$

という関係の存在を導いている。ここに μ は海水の分子動粘性係数である。もし U という平均流速が変動速度にくらべて無視できる位に小さいならば，次元解析的に

$$K = \varepsilon T^2 \qquad (7)$$

という風に水平拡散係数を平均化時間の函数で与えられることになろう。この関係もすでに 1951 年に市栄氏や私によつて示されたことである。

これらの関係のいずれが最も合理的であるかは遠からず実験的に験証されねばならないことであるが，そのための実験がソ連で行なわれる可能性は非常に多いことがやがて示されるであろう。

SHTOKMAN の流れをくむ論文は V.V. KHLOPOV が 1958 年 2 月の *Izv.* に発表している「黒海内の観測による交換係数の変化」である。まず海面および 50 m, 100 m の深さの水温の経年変化から垂直拡散係数を求め，次に SHTOKMAN と同じように ERTE の方法で速度変動から二つの方向の拡散係数を求めている。そしていよいよこれに (2) の関係を適用しようとしているのである。ここで SHTOKMAN と OBUKHOV とが手を握つた形になつたわけである。なお KHLOPOV が採用している (2) 式の中の経験常数は 0.02 である。

このあたりの論文しか見ていない中は正直の所私はまだ予想通りだという気持で落着いていたのである。しかし New York 会議の論文 abstract を見た途端にこいつはいけない，とても落着いてはいられないという気持になり，なんとなくそわそわしだしたのである。ではいよいよその理由を述べよう。

New York 会議に出席された吉田助教授の話によれば，海洋乱流関係の論係は半日の session 中でまとめて発表されたらしく，ソ連からの論文も提出されただけで論文の著者のすべてがそこに出席していたというわけではないらしい。しかしその session にかかげられた論文をみると全論文の半数にあたる6論文がソ連の人達のものである。また特にその session の開幕に当つて chairman となつた STOMMEL が次のように述べたという話も私には興味ぶかかつた。これは吉田助教授から数ケ月も前にきいたまたぎきの話であるから不正確ではあるが，STOMMEL は「ソ連における海洋乱流研究に注意すべきである。乱流研究の先駆者である RICHARDSON は晩年において乱流現象と戦争との関係を論じていた。このようにソ連の海洋乱流研究が進み，またみなも一緒に乱流を深く研究することによつて平和が進むことを期

待する」という風に特に発言したのだそうである。Stommel 自身は先年物故した Richardson と共著で 1948 年に海洋における水平乱流拡散係数が現象のスケールの 1.4 乗に比例して増加するという実験事実を発表しており，その直後に単独でそうした実験事実が 1926 年の昔に Richardson 自身によつて見出されていた大気の 4/3 拡散係数の乗則に相当し，それらが乱流相似理論の結果と一致するものであることを指摘していたのである。

さて発表されているソ連の 6 論文 abstract を通覧してまずそれらのすべてが多かれ少なかれ Obukhov-Monin 流の乱流理論の影響を受けていることを知つて私はいよいよ来たるべき時が来たという感じを痛く受け，同じ session に提出されている他の国からの論文の中にそのような乱流理論の匂いが少しでも感じられないという点に私はむしろ奇異の感を受けた位であつた。

6 論文の中の一つは先にものべた Ozmidov のものであるが，（2）式で示された Richardson-Obukhov の 4/3 乗則で常数 A が 0.01 $cm^{2/3}/sec$ であること，また指数の 4/3 が (l/H)，ここに H は深さ，によつて変る可能性のあることを示している。これは 4/3 乗則の適用限界を与えようとするもので，適用限界を越えた先の乱流構造が問題になつている点では大気乱流の場合と全く同様である。

同じ Inst. Oceanology の S.A. Kitaigorodsky の論文は「海洋上層の中の乱流混合理論」と題され，二つの別々の問題がとりあつかわれている。一つは強風によつて波立つた海面近くの海中の乱流拡散係数を次元解析によつて論じたもので，それに使われた手段には大気乱流論からの類推と思われる節々が多分にうかがえるように私には思われる。他の一つは海洋中の風に乱された層の厚さをとりあつかつており，Kitai-gorodsky 自身明らかにこの問題を解くには Obukhov と Monin による気象乱流的な方法を使用するのが便宜であるとのべ，彼等が 1954 年に導入した気層安定度を特徴づける長さ（私が便宜的によく安定度長きとよんでいるもの）を導入した。Obukhov-Monin 流には

$$L = -\frac{V_*^3}{k\dfrac{g}{\Theta}\dfrac{q}{c_p\rho}} \qquad (8)$$

で定義された長さ，あるいは高さである。ここに V_*, k, g, Θ, q, c_p, ρ はそれぞれ大気について摩擦速度，Karman 常数，重力加速度，平均気温（絶対温度単位），上向きの輸送熱量，定圧比熱，密度を意味している。海洋に対して Kltaigorodsky の与えている長さ，あるいは深さは

$$H = P\frac{V}{\dfrac{g}{\Theta_0}q} \qquad (9)$$

但し

$$\Theta_0 = \frac{\dfrac{\partial\theta}{\partial z}}{\dfrac{1}{\rho}\dfrac{\partial\rho}{\partial z}} \qquad (10)$$

$$P = \text{const.}$$

であり，全く Monin-Obukhov の L に相当するものである。Kitaigorodsky は更に P に対して Coriolis parameter Ω の効果を導入しているが，H や V_*, q, Ω, Θ_0 の既知の値によつて計算した H と実測の H との比較によつて P = const. = 0.8 という値を得ている。従つてこの P の値を使うことによつて風によつて乱される層の厚さを計算で決定されるというわけである。

このように Obukhov-Monin によつて極く最近に接地気層乱流の研究に導入され，またその有効性がようやく他の多くの国々の研究者に認められはじめている安定度長さがいち早く海洋乱流にまで導入されている点に私は感心してしまつたのである。

この長さ L はもともと平均流の歪によつて機械的に乱れに供給されるエネルギー

$$\varepsilon_K = K_m(z)\left(\frac{dU}{dz}\right)^2 = \frac{V_*^3}{kz} \qquad (11)$$

と浮力によつて供給されるエネルギー

$$\varepsilon_h = \frac{g}{\Theta}\frac{q}{c_p\rho} = \frac{g}{\Theta}\frac{K_\theta}{c_p\rho}\left(\frac{d\Theta}{dz}\right) \qquad (12)$$

との相殺する高さとして接地気層に導入されたものであり，L は両者の比に対応する。但し K_m, K_θ はそれぞれ運動量および熱量についての拡散係数を表わすものとする。それと全く同様に無流

面とは平均流から乱流へ転換される機械的エネルギーが安定成層による乱れの抑圧効果によつて丁度相殺される層の下端であると考えているのがMsocow State Univ. の O.I. MAMAYEV の論文「海中の垂直の乱れと無流面」という論文であつた。ただ KITAIGORODSKY の問題の場合にはそれぞれの高さでエネルギーの相殺を考えたのに対して，MAMAYEV の無流面の場合にはそれぞれ無流面の深さ H までの積分されたエネルギーの相殺が考えられている点に相違がある。つまり MAMAYEV は (11) および (12) 式で表わされるような二つのエネルギー逸散率を深さについて積分した形の式

$$\lim_{z\to H}\left\{\int_0^H K_m\left(\frac{dU}{dz}\right)^2 dz-\int_0^z K_\theta\frac{g}{\rho}\frac{d\rho}{dz}dz\right\}=0 \tag{13}$$

に書きかえ，(13) 式を満足するような深さ H をもつて無流面（流速が0になる面）の深さが与えられるものと考えている。この式の左辺第2項が (12) 式で与えられたような輸送熱量を含む式となることは容易に判るであろう。流速 U と密度 ρ とが深さ z について直線的な分布をしており，また臨界 RICHARDSON 数が深さに無関係であるという簡単化のための仮定をした上で上式の積分が行なわれる。その結果無流面の深さは

$$H=\sqrt{\frac{K_m}{K_\theta}}\frac{U(0)}{\sqrt{g\bar{E}}} \tag{14}$$

但し

$$\bar{E}=\frac{[\rho(H)-\rho(0)]}{\bar{\rho}H} \tag{15}$$

で与えられることになる。ここまで到達した後でこれまでの実測結果を整理して

$$\chi=H\sqrt{g\bar{E}}=\sqrt{\frac{K_m}{K_\theta}}U(0)=\text{const.}$$
$$\approx 4.5\,m/sec \tag{16}$$

という関係を経験的に見出し

$$H=\frac{\bar{\rho}\chi^2}{g[\rho(H)-\rho(0)]}\approx\frac{2.1}{\rho(H)-\rho(0)} \tag{17}$$

によつて H を計算しようというのである。この計算を実行するには $\rho(z)-\rho(0)=f(z)$ を z のいろいろな値について計算し，丁度 $z=2.1/f(z)$ となる深さを H とするわけである。

乱れの相似理論がもともとエネルギーのやり取りの機構についての仮定にもとづいているように，海洋内の諸現象をエネルギー的に考えようとするのはソ連の海洋研究者が乱流的な考え方を可成り身につけているためではあるまいか？

Moscow State Univ. の A. A. SPERANSAYA（おそらく女性であろう）の「湾の氷下層 (sub-ice layer) 内の乱れの過程」という論文 abstract がやはり New York 会議に提出されているが，これを見て私は接地気層の乱流構造について細かに測定を行つている同じソ連の女性である PEREPELKINA のことを思い出さずにはいられなかつた。この abstract によれば SPERANSKAYA は氷の下の海中における水平および垂直方向の乱流速度成分 u, w と温度変動成分 θ とを同時に，しかも少くも9点の深さ（深さは最大 250 m）で測定しているらしい。そして w と θ との積を平均することによつて海中における上下方向の輸送熱量

$$Q=\rho c\langle w\theta\rangle \tag{18}$$

を求め，摩擦応力もまた

$$\tau=\rho\langle uw\rangle \tag{19}$$

計算されているのである。私はこれを知つて全く驚いてしまつた。こういう変動法によつて輸送量を求めるということが接地気層においてさえも如何に困難なことであるかということを実際に行つてみて私はいやという程思いしらされているからであり，ソ連ではその困難を克服して PEREPELKINA がついこの二三年の間に接地気層で詳細な観測を行つて，得られた乱流特性を OBUKHOV-MONIN の理論的結果の験証に使用しつつある。特に乱流特性と気層安定度との関係が系統的にしらべられはじめているのに対して私は徒らに羨望の目をむけていたに過ぎなかつたのであるが，そうした測定が既に 1958 年に海中においてもなされていたということを知つた時には全く「負けた」と思わざるを得なかつた。海中で使用された測器についてはくわしく知ることはできないが，SPERANSKAYA の記述によれば変動速度についての計器の感度は 0.05 mm/sec*，温度変動につい

* 原文は mm/sec となつているが cm/sec の誤りではなかろうか。

ては 14.10^{-4} °C/*mm* であるという。

こうやつて変動量を測定し，輸送量の計算ができれば，同時に行われた流速および水温の垂直分布から

$$K_m = \frac{\tau}{\left(\frac{d\bar{U}}{dz}\right)} \qquad (20)$$

$$K_\theta = \frac{Q}{\left(\frac{d\bar{\Theta}}{dz}\right)} \qquad (21)$$

によつて運動量および熱量についての乱流拡散数が求められる。一方平均量の垂直分布から Richaradson 数が計算されるから，各深度における K_m, K_θ と R_i とを同時に与えることができ，Speranskaya は見事にそれをやりとげている。その結果を見ると安定であるほど K_m も K_h も小さくなることが示され，しかも K_m/K_θ がほぼ 10 位の値を保つていることなどが見てとられる。このような測定結果も必ずや Obukhov-Monin 流の理論によつて解釈されることになるであろう。

この Speranskaya が指導を受けたという同じ Moscow State Univ. および Marine Hydrophysical Inst. に所属する A.G. Kolesnikov も「安定な海洋成層条件下の垂直乱流交換」という題の論文を提出している。彼は，おそらく Speranskaya も使つたであろうと思われる乱流測定装置 "turbulimeter" をすでに 1953 年に設計し，北極の浮流基地のみならず「オビ」号につみこんで南極圏の海洋における観測を実施しているとのべ，更に "thermobathy-salinograph" と名づけられた新らしい機械で速度，温度の他に塩分の変動までも記録するのに成功したと述べている。

得られた測定記録は correlometer で解析され，その結果が中立成層の場合と安定成層の場合との二つのグループにわけて考察されている。

中立成層の際の特性としては

1) $\langle u^2\rangle^{1/2}$, $\langle w^2\rangle^{1/2}$, $\langle \theta^2\rangle^{1/2}$ の変化曲線は相互に似ている。

2) 速度勾配のある場合には $\langle u^2\rangle^{1/2} > \langle w^2\rangle^{1/2}$ である。

3) $\tau = \rho\langle uw\rangle$, $K_m = \langle uw\rangle/(d\bar{U}/dz)$, $l = \int_0^\infty R_x\, d_x$ (integral scale of turbulent formation) が平均流速によつて可成り変化する。

ことなどがあげられている。これらの変動成分に対して Kolmogorov の仮説（相似理論）の適用が試みられ，

$$R_x = 1 - const.\ x^{2/3} \qquad (22)$$

で示される inertial subrange における 2/3 乗則の正しいことが求められた。またその相似理論で重要な役割りを演ずるエネルギー逸散率 ε がエネルギー・バランスから求められ，2.10^{-4} から 2.10^{-3} となることが示されると同時に，この値が (22) 式のような構造函数から計算されるものと同じ範囲を持つことが見出されたという。安定成層では $\langle u^2\rangle^{1/2}$, $\langle w^2\rangle^{1/2}$ そして特に $\langle\theta\rangle^{1/2}$ の深さによる分布が R_i あるいは

$$E = \frac{g}{\rho}\frac{d\rho}{dz}\Big/\left(\frac{d\bar{U}}{dz}\right)^2 \qquad (23)$$

によつて変化することがわかり，それ以外は中立成層の場合と同じであるがやはり E に関係することがわかつた。eddy スケールを速度，温度，塩分のそれぞれの変動について計算し，それらが 0.1 *m* から 1.5 *m* の範囲を変化することが求まつた。K_m と K_θ の深さによる変化は似ているが，E が小さいほど（すなわち中立に近づくほど）K_m も K_θ も大きくなることがわかつた。両者の比 K_m/K_θ は常に E と共に増加し，ある場合には 50 にまで達した。特に私に興味深く，また奇異に思われたのは E が 1 に近づくと K_m/K_θ が 1 に近づくという記述であるが，この理由は私にはまだわからない。

Moscow Univ の物理学科に所属する N.A. Panteleev の提出している論文「印度洋および太平洋の南極圏における表層水の乱れの観測」には先にのべられた "turbulimeter" とオビ号による観測とがやや詳しくのべられている。水温変動は熱電対で，流速は hot-wire hydrometer で測られ，オビ号上の観測では最大 45 *m* の深さまで観測されている。観測平均化時間は約 5 *min* がとられ，時には 30 *min* まで延長されている。

速度変動 w, 温度変動 θ についてのスペクトル函数の計算をはじめ，変動の強さ，輸送量，eddy の大きさなどの測定結果がのべられている。このような表層水では 10～12 m の深さで密度勾配の強いことが多く，その位置で変動の強さも輸送量も，eddy の大きさも最大となることが示され，そこでの拡散係数が 100 cm^2/sec の程度になることが求められている。そしてこの観測によつて表層水の乱流構造の特性が求められようとしている。

こうした乱流構造の研究はそれ自体として重要であるばかりでなく，それがやがて乱流中における物質の輸送や拡散現象の解明に必要となつて来るであろうことは火を見るよりも明らかである。ソ連以外でも例えば英国の Bowden と Faibairn による海底近くの乱流速度成分の測定などがあることはあるが，わが国でこの種の測定がこれほど十分になされたということを聞いたことのないのは残念でたまらない。

以上で New York 会議に提出された論文の通覧は終るのであるが，極く最近見た *Izv.* 1959 年 11 月号には Sea Hydrophys. Inst. の O. P. Vinogradova という女性の「粗い海面上における風の切線応力」と題する論文のあることをつけ加えておく価値がありそうである。この女性は海面上の風の乱流速度を測定して (19) 式を使つて海面に働く風の摩擦応力を計算しているが，Perpelkina といい，Speranskaya といい，こうしたこまかい観測にはソ連でもつぱら女性が従事しているというのは面白いことである。この研究では

$$\tau = \rho c \, U^2 \qquad (23)$$

で定義される摩擦係数 c が U に比例し，結局

$$\tau = \rho c_1 \, U^3 \qquad (24)$$

になることと，$c_1 = c/U$ が安定度 parameter $\Delta t/U^2$ によつて変ることが示されている。但し Δt は二つの高度についての温度差である。このような係数を安定度の函数として表わそうとすることは，最近のソ連における大気乱流研究の一つの風潮であるようにも思われるが，このような海面における風の摩擦力の研究は air-sea interface problem の解明のためにも今後重要になつて来るであろう。そして海洋研究者にも海洋乱流と大気乱流とを同時に理解することが要求されて来るものと思われる。

以上十数篇の研究論文が私の見つけることのできたソ連の最近の海洋乱流に関する研究論文のすべてである。おそらく大気流に関する論文の場合と同様に *Trudy Inst Geophys.* あるいは *Oceanol.* の中にまとまつた形の物がこの他にもあるものと思われる。しかしソ連においても大気乱流の研究にくらべて海洋乱流の研究はまだ相当に出おくれている感じがするから，前記の諸論文だけからでもソ連における海洋乱流研究の大勢は判断できるものと私は考えている。

そしてすでに私がくり返して述べたように，ここ二三年間のソ連の研究は実験的にも理論的にも躍進は素晴らしいと断言することができる。海洋乱流の研究者がさかんに踏襲している大気乱流研究の方法としても現在まだ躍進の途上にあつて，輸送熱量と気層安定度と乱流変動量との関係についても Perepelkina らによつて測定結果が集積されつつある段階にある。しかし現在大気乱流の研究を行つている者にとつては Kolmogorov, Obukhov, Monin などによつて発展させられた乱流理論を知らずに過ごすことは殆んど不可能となつている。

大気乱流と海洋乱流との間には，あるいは考えられているようにエネルギーの流れの方向などに本質的な相違があつて，大気乱流研究で得られた知識をそのまま海洋乱流研究に応用するということが不可能であるかもしれない。例えば吉田助教授の想像されたように「風から短かい波が獲得したエネルギーが漸次長い波へ，そして更に breaking process を通じて海流に移行していくように見える。これは大規模な海流系から漸次小規模な eddy にエネルギーが移行していく turbulence の過程と，あたかも逆に向つているように見える。この二つの過程がある程度バランスしている状態が実際なのかもしれない」(**科学**, 1953 年)。こういう懸念がある一方において，乱流理論の応用によつて説明できる現象もたしかに存在しているのである。

海洋乱流の研究はこれからますますさかんにな

つて行くであろうということは想像にかたくない。特に海洋における汚染の問題や海底からの物質の拡散の問題などが重要になるにつれて海洋乱流の知識はますます必要とされるであろう。この時に当つて海洋乱流の研究をめざすためにはまずソ連の海洋研究者達のとつている研究態度を知ることも決して無意味ではないと思う。それどころか大気乱流の研究を行いながら常にソ連の乱流研究者達の巧妙な研究展開に感心させられている私としては，海洋の研究に当る方々にぜひソ連における海洋乱流研究を参考にして，絶えず乱流理論の発展に注意していただきたいと訴えたいのである。そしてその理論と対応させられるに足る乱流的な測定，たとえば乱流スペクトルとか乱流スケールなどの測定が容易に行われるようになるように努力をしていただきたいとお願いする次第である。

こうして海洋における乱流の機構が明らかとなるならば，海況予想の問題において如何なる量を如何なる装置で如何なる平均時間について求めた結果が使用さるべきであるかということや，海洋現象の模型実験の相似法則を作ることなどが次第に可能となるものと私は期待している。そして最後に私が希望したいことは，大気乱流に関するソ連の文献が次々に邦訳されている機関紙「ソビエト気象」に相当するようなものがあるいは「ソビエト海洋学」とでもいう名前で発刊されることである。

この調査を行うに当つて New York 会議の論文 abstract を私のために複写して送つていただいた吉田助教授および私のために数々のソ連文献の翻訳をしていただいた友人の今井和彦氏と内島善兵衛氏とに厚く感謝する。

The Journal of the Oceanographical Society of Japan
Vol. 16, No. 2 June 1960

CAUCHY-POISSON 波の減衰*

三　好　寿**

——本稿で CAUCHY-POISSON 波と呼ぶものは，全て（水平に）有限なひろがりをもつた浪源からひろがる CAUCHY-POISSON 波を指すことにする——。

CAUCHY-POISSON 波は2大別して，最初浪源の水面が盛り上つてそれからひろがるものと，初めに浪源の水域に衝撃 (impulse) が与えられてひろがるものとある。当然，盛り上りからひろがるものと衝撃からひろがるものとでは，その浪源を表わす函数形が同じものであつても，時間的な減衰の速さは異なる。

しかしそれ以前の問題——すなわち2つの盛り上りの物理的な性質が互に酷似していても，数学的な表現が互に異なれば，それらからひろがる2つの CAUCHY-POISSON 波の減衰の仕方は互に非常に異なり得ることを証明しておく。

まず物理的性質の好く似た2つ浪源（I，II）をつぎのように定義して見る。

1) I, II の初期の水面の盛り上りの全 potential energy は互に等しい。

2) $|x|<a/2$ の中に potential energy の大部分***が含まれ，それぞれの全 potential energy に対するパーセンテージはI，II を通じて互にほとんど等しい。

3) $|x|<a$ の中に potential energy のほとんど全部***が含まれ，それぞれの全 potential energy に対するパーセンテージはI，II を通じて互にほとんど等しい。

この3つの条件にかなう2つの浪源I，II の適例として，BURNSIDE が扱つた2個のモデルを採つて見る。それは初期条件が，x 軸を水平に y 軸を鉛直上方に採り，

$$y_{I0}=\frac{C\alpha^2}{\alpha^2+x^2} \tag{1}$$

$$y_{II0}=C'\left(\frac{\alpha'^2}{\alpha'^2+x^2}\right)^{3/4}\cos\left(\frac{3}{2}\tan^{-1}\frac{x}{\alpha'}\right) \tag{2}$$

で与えられるものである。I の浪源の全 potential energy に対する $-n\alpha<x<n\alpha$ 間の energy の割合は

$$\left.\begin{aligned}\frac{2\tan^{-1}n+\dfrac{2n}{n^2+1}}{\pi}&\fallingdotseq 82\% \quad (n=1)\\ &\fallingdotseq 96\% \quad (n=2)\end{aligned}\right\} \tag{3}$$

で与えられる。

またIIの浪源について同じような計算をして見ると $-m\alpha'<x<m\alpha'$ 間の energy は

$$\left.\begin{aligned}\frac{m}{\sqrt{1+m^2}}+\frac{m}{(1+m^2)^2}&\fallingdotseq 80\% \quad (m=1/2)\\ &\fallingdotseq 96\% \quad (m=1)\end{aligned}\right\} \tag{4}$$

となる。すなわち $\alpha'=2\alpha$ とすれば，I, II は 2)，3)，の条件を充たすことが分る。また 1) を充たすには

$$C/C'=2/\sqrt{\pi} \tag{5}$$

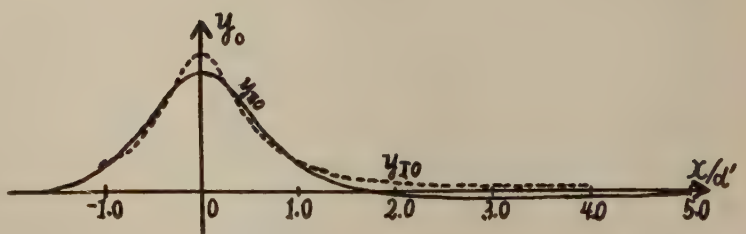


Fig. 1　2つの浪源

がみちびかれる。この y_{I0}, y_{II0} を Fig. 1 に示す。

この (1), (2) の浪源からひろがる CAUCHY-POIS-

* 1960 年4月8日受理
** 東京水産大学物理学教室
*** こういう表現は物理的には正しくない。便宜上の表現である (Vol. 14, No. 1 の p. 32 参照)。

SON 波は，BURNSIDE によれば，g, t を重力加速度，時間として

$$y_{\mathrm{I}} = \sqrt{\pi}\,\frac{C\alpha}{x}\left(\frac{gt^2}{4x}\right)^{1/2} e^{-gt^2\alpha/4x^2}\cdot \sin\left(\frac{gt^2}{4x}+\frac{\pi}{4}\right) \quad (6)$$

$$y_{\mathrm{II}} = C'\left(\frac{\alpha'}{x}\right)^{3/2} e^{-gt^2\alpha'/4x^2}\left[\frac{gt^2}{2x}\sin\left(\frac{gt^2}{4x}+\frac{\pi}{4}\right)-\cos\left(\frac{gt^2}{4x}+\frac{\pi}{4}\right)\right] \fallingdotseq C'\left(\frac{\alpha'}{x}\right)^{3/2} e^{-gt^2\alpha'/4x^2}\frac{gt^2}{2x}\sin\left(\frac{gt^2}{4x}+\frac{\pi}{4}\right) \quad (7)$$

この y_{I}, y_{II} の振巾間の比をとつて見ると

$$\frac{\mathrm{Amp.}(y_{\mathrm{I}})}{\mathrm{Amp.}(y_{\mathrm{II}})} = \frac{e^{gt^2\alpha/4x^2}}{\sqrt{gt^2}\sqrt{2\alpha/x}} = \frac{1}{2\sqrt{2}}\,\frac{e^{T^2}}{T} \quad (8)$$

ここに　$T = \dfrac{\sqrt{gt^2\alpha}}{2x}$　(9)

となる。(8) 式の右辺は常数を表わす函数からは程遠く，時間とともに激変する函数である。以上で，1)，2)，3)の条件にかなう 2 つの浪源からひろがる 2 つの CAUCHY-POISSON 波の減衰の仕方が全く異なり得ることが証明された。

以上はほんの 1 例であるが，われわれは八丈島で捕えられた CAUCHY-POISSON 波の減衰の遅速からは，ただ減衰の仕方の遅いものからはせまい爆心で強烈な energy が与えられたことを，減衰の仕方の速いものからは広い爆心で爆発が生じたことを想像するのはさしつかえないであろう。これは爆発深度の如何によつてもある程度左右されるであろうが，それよりも火口の長さ（高さ）やその直径の大きさに直接結びついたものであろう。

また以上は全て無限水深の海を伝播する波について述べたが，有限な水深を考慮すると，波の減衰に拍車がかけられることも考えなければならない。すなわちフロント近くの週期の長い波（95秒程度）の energy の時間的おくれは，時間が経過してやつて来る短かい週期の波（30 秒程度）の energy の時間的おくれより甚だしく，どうしても無限水深の理論に比べてフロント近くに energy の堆積が行なわれるからである。

The Journal of the Oceanogpaphical Society of Japan
Vol. 16, No. 2, June 1960

欧洲海洋学界視察記

宇田道隆

1959年8月15日～10月11日欧洲を旅した見聞記を御参考にしたい。カナダ，アメリカを12ヶ月遍歴して来た身には歴史伝統の古い欧洲が大へんちがつた印象を与えた。しかし欧洲にも新旧の混在があり，日本に似たところも随分見受けられた。

1. 大英国

(1) National Institute of Oceanography 所長 G.E.R. Deacon, 鯨の McKintosh ら長年 Discovery 号に乗つて南氷洋で苦労して来たヴェテランがたくさんいる。ロンドンから汽車で2時間近くもかかる田舎で緑の森と野をめぐらした赤れんがの4階建である。観測船はポーツマス港で，近く2000トンの新船建造と聞いた。所員は140人位。予算は海軍と水産の方から半々ぐらいにくる。地階には研究試作工場と航海調査用品ストック倉庫，修理工場などがあり，どこもきちんと整頓されて，古い優秀なテクニシャンの安心して働ける職場が確保されている。勤務時間中は正確に皆一生懸命働いていて，見ても気持がよい。食堂(カンテーン)で十時半と午後三時のお茶，おひるのランチどきに皆集まり，上下の階級もなくうちとけて語り合う楽しい長閑なさまは全く羨ましいばかりで，おいしいケーキや御ちそうも市価の半分ぐらい。私にはここの研究所の雰囲気がすつかり気に入つた。Deacon さんは私の旅行の世話を全部手配され，海洋物理の J. Darbyshire 夫妻（御両人波の研究者で，波のスペクトルや脈動(ミクロセイスムス)等）が暖く自宅へゲストに迎えて下さつて，数日楽しく過した。海洋物理では M.J. Tucker や Longuet-Higgins, H. Charnock, D.E. Cartwright など大たい波やタービュレンスを海軍研究所時代から続いてやつている。有名な釣合うきを作つた J. C. Swallow はバーミューダ方面で H. Stommel と測流に出かけて留守。この研究所では電子工学による波圧計や波の解析器が作られ，R. A. Cox は米・加 (UW-PNL) のとちがつた thermostat salinometer（電導度による恒温塩分計）をつくつた。副所長の J.N. Carruthers も彼にいわすと「道楽」だそうだが，漁業用（底延縄，トロール，旋網）の簡易流速計を発明した (leaning tube current-meter と，current cone)。底流，沿岸流測定に向いており，大へん御自慢で，文献もくれたが，後で色々の人に聞いても仲々りつぱなものだという。サリノメーターの米・加，英の詳しい文献も頂いたので別に詳しく紹介したい。A. S. Laughton は地質地形の方で深海床を研究中で，水中カメラを使つて面白い発見をしている。

生物の方では南氷洋鯨漁場が相手で，S. G. Brown は標識鯨の成果をまとめ回游を，R. M. Laws は鯨の卵巣黄体から年令を，T.J. Hart は前にパタゴニア大陸棚トロール漁場の調査報告を出したが，今珪藻をやつており，J. W. S. Marr は沖アミの大報告を近く出版すると大張切りで，老若とも年令なんか超越して研究に夢中である。

Lawford らが船舶と波浪の関係など航海の問題も調べていた。「ガルフストリームと黒潮」と題し講演，所長，副所長のていねいな謝辞を頂く。ここの報告は別刷500部を研究所で買つて，350部製本（150部著者渡）したもの，事業報告は別。

(2) Marine Biological Assoc. of U. K. (Plymouth).

避暑地の風光明媚な湾に臨む古いお城を改造したような大きな海洋生物研究所で，所長は F.S. Russel, 60才の好紳士で在職35年，前所長 Allen の後をつぎ，毎日クラゲの研究を続けている。所員40人ぐらいだが，夏休みで方々大学から集まつてふえていた。水族館，所内見学して，図書館の整備が3人の女性により実によく模範的に行われておるのに感服した。日本は図書館の点ではとても落ちるようで残念だ。英仏海峡方

面を 1920 年ごろから連続観測し，栄養塩測定など ATKINS, HARVEY, ARMSTRONG, COOPER, BUTLER と今5代目が 40 年もの仕事をひきつづいて担当しておるのはさすが大英国である。講演後昼食を所長に街でごちそうになつたあと，生理生態実験室拡張工事計画や年予算 10 万ポンドなどとうかがい，調査船 Sarcia 号 (300 トン) 見学，トロールウィンチ (700 m 巻)，観測ウィンチ (5000 m 巻)，デッカ (250 マイル) など，科学者室特にサロン，主任科学者室がりつぱで，印象づけられた。HARVEY 博士にもお目にかかれた。

(3) Scottish Marine Biological Assoc. Oceanographic Laboratory (Edinburgh),

所長 R.S. GLOVER がわざわざ車で迎えてくれた。もと Hull にあつて SirA. HARDY, LUCAS からついで当地へ移り，今も青表紙の Bulletin を刊行している。研究所は郊外で，もとトロール船主の邸を改造して使用中で，古いなかなかこつた建物だが，もう虫害で大修理したとのこと。予算は今全部政府からで，所員 20 名ぐらいだが，プランクトン専門に集中，漁船用 Plankton Indicator 10, 貨客船用の Plankton Recorder 260 をここで作つたり修理したりして委託採集 (1回曳網2ポンドおも)，このサンプルを迅速に処理研究し図示している。工作場，暗室，図書室など手狭ながら整つている。ニシン漁とプランクトンの関係なども調べている。小じんまりした特色ある研究所である。講演。動物園を見物した。

(4) Scottish Home Dept. Marine Lab. (Aberdeen).

スコットランド国立水産研究所へ副所長 K.M. RAE (漁場生物) に迎えられて着。所長 C.E. LUCAS (漁場生産力) に会い，水族館，図書室，陳列室など案内，説明を受け，水平魚探など測器の R.E. CRAIG ら海洋調査の方々と研究室で会つて水中写真 (R. PRIESTLY) など前に話をきく。動物プランクトンの大家 J.H. Frazer や，タラ類の耳石や生態，生理の専門家の話をきき，水産クラブで所長にランチによばれた後講演。漁港，魚市場を視察し，奈良みたいな古都のあちこちを，サケのおどる滝川や，古城やバラ園，大学など見物した。ここには "Explorer" という調査船は沖で留守，海洋主任の J.B. TAIT (大西洋流輸送量や水産海洋学) も不在だつた。

日本でいうと北海道余市の水研と似ている。この地は水産関係の人はもちろん，海洋研究者の訪ねるとよいところ。実に気持の暖かい良い人たちだつた。大へん歴史と詩情に富む町だ。

(5) Scottish marine Biological Association, The Marine Station (Millport)

海洋生物研究所でプリマスに比敵する。所長 (MORTIMOR) 不在で副所長 A.R. ORR, F.R.S.E. の S.M. MARSHALL 女史にお世話になる。お二人共著の "Biology of a Marine Copepod" (1955) で知られる大家 (英国にはプランクトンの偉い学者が多い)。tracer に放射性りんを用い，プランクトン培養で metabolism を調べ copepod との food chain などみている。C. EDWARD が吹送流によりカツオノエボシが英国北西岸にイベリア沖から漂着を説く。R.H. MILLER はカキ移植試験池へ案内してくれた。T. BAGENAL はカレイ，ヒラメ類の孕卵度を説明。ORR さんの案内で研究船 Calanus 号 (76 トン，オッタートロール 300 フアゾム曳)，Misspath 号 (16 トン，小型トロール曳) 見学，毎日近海の採集に出動している。全員研究に徹し悠々学を楽しむ雰囲気をみる。講演。ここでは夏季講習もやつていた。

(6) Fresh Water Biological Assoc. (Windermere)

美しい湖畔で土日の休日を過す。月曜に地質学者 MACRETH の案内で見学，調査船 Vela 号 (十数人のれる) と彼の発明の 8 m 湖底 corer (圧さく空気利用) をみる。4～5 m 泥柱標本で1万5000 年前の地史をプランクトン遺骸などで知る話，E.D. LECREN は湖魚の資源力学を，COLLINS 嬢は湖泥のバクテリア，P.R. Swift はマス生長の生理学を説明，湖中躍層など9層サーミスター利用水温遠隔自記は Mortimor の考案。綜合湖沼学に基く淡水漁業生産力にとりくんでいる。講演，昼食後この仙境を去つた。

(7) Liverpool University, Oceanographic Lab. (Liverpool)

K.F. Bowden 教授 (海洋物理) の案内で Doodson 型，Fjeldstadt 型，Bowden 型，Ele-

ctromagnet flowmeter (E. F. M.) など，いろいろの流速計をみる。電気ケーブルを使つて，かつてドーバー海峡でやつたと同様にアイルランド海連続測流中。化学の Cochin，工作工場の Atkins にも会つたが，有名な Tidal Institute は遠隔のため割愛した。古さから脱皮途中の研究所。

（8） Fisheries Lab. (Lowestoft). Ministry of Agriculture, Fisheries & Forest 所属出張，夏休が多い。Trout さんの案内で，北氷洋タラ漁場調査の話きく。A. C. Burd からニシン漁，Carritt からプランクトンを学び，工作室をみる。水中カメラ，電磁流速計，電子魚類計数器，Taylor（化学）による漁業者用サリノメーター（電導式塩分計）など盛んに研究試作中。調査船 "Earnest Holt" は北洋で留守。講演。

（7） Cambridge 大学（地球物理），Scot Polar Institute Oxford 大学，British Museum など訪ねたが休日なので学者には会わなかつた。大英国はさすが研究者の風格，伝統の力は大したもので，新しい独創考案も衰えていない。

2. フランス（見物と半々で忙しい3日間）

Service Hydrogaphique de la marine (Paris) グーゲンハイム水路部長，地球物理の潮汐主任に会い（学会でエリエ氏，チエルニア氏不在），車で中央海洋研究所 (Comité Central D' Oceanographie et D' Etude des Côtes) へ送つてもらつたが，Romanofski も出張中。となりの気象研究所を訪ね，そこから l' Institut Scientique et Technique des Pêches（中央水産研究所）へ。パリ大学自然史博物館の研究所で貝類のランソン，鯨のブトカー教授らにあう。海洋物理のラコンム教授も出張中。マルセーユでは自然博物館と漁港だけみて，ツーロンの潜水研究グループ（海軍）は時間がなく割愛。ニースへ向う途中 Antibes で途中下車し，Romanofski を臨海実験所に訪，Flosh と二人でつくつた水中カメラや波圧計，深海流速計（吊下用の浮きを大勢で作つていた）など試作品をみせてもらい，小観測船 "Printemp"（小型 GEK 設備）をのぞく。Roche には海中腐蝕など化学的研究をやつている実験所ある由。フランス人は創意に富む頭の良さを海洋学でも部分的に見せているようだ。施設は海軍関係を除くと英国より落ちる。しかしプライドは強いらしい。

3. モナコ

Monaco の海洋博物館 (Musèo Oceanographique) を訪ね，館員の案内（館長 Cousteau 不在）で一巡，歴史的だが興味深い。水族館は米，英のをたくさん見た目にはいうこともない。沖にボートを出して採集をやつたり，飼育実験もし，報告仲々出ており何冊も頂いた。国際水路局を訪ね大西洋水深図（新刊）を頂く。

4. イタリー

ゼノアからローマへ来たが，国際イワシ会議がはじまり，土，日など休みに美術や史蹟など見物がやつとで，（1） Laboratoire Central d' Hydrobiologie (Rome)，（2） Centre National d' Etudes Thalassographiques du Conceil National des Recherches（ヴェニス），（3） Laboratoire de Biologie Marine de l' Aquaruim (Livourne)，（4） Institut Expt. Thalassographique（トリエスト），（5） Inst. di Biologia Marinaperil Tirrene (Cagliari) など行く間もない。水大の森田良美博士，北大の山田真弓博士のおられるナポリの海洋生物研究所は日曜にポンペイ見物をかねてお二人の御好意で視察した。ここは基礎的な動物学研究所である。FAO の国際イワシ会議は9月 14～21 日で中井甚二郎氏（東海区水研）と出席。種族同定，変動の非生物的因子，生物的因子，変動と漁撈，変動とイワシ行動，イワシ類研究の見透し各部門別に論究し，総括，勧告を決議した。日本からの提出論文は高く評価されてしばしば引用され，議長自身特に協力を感謝された。結局環境による資源変動論が圧倒的で，マクロ，ミクロの海洋学・気象学的環境とイワシ類資源と漁業の関係を現場，実験室（生理生態実験等）の研究を併せ究明すべきことが，特に強調せられた。FAO イワシ文献総覧の出版，特殊問題の研究を国際協力で改善，科学者交換と研究費供与が勧告された。水温，塩分，輸送量（卵稚魚）等の産卵，ラーバ生残，資源量におよぼす影響特に流れの変動と混合のイワシ産卵回游のタイミングに影響すること，イワシの地理的分布，行動，漁業近用度 (accessibility) への水温，塩

分，海水清澄度(water clarity)，ecosystem，変動周期性原因，産卵支配のメカニズム，食餌，捕食，寄生虫，競争などが具体的にあげられた。フロレンスとスイスはチューリッヒ湖畔で一泊。

5. ドイツ

（1） Deutsche Hydrographische Institut (Hamburg).

ホテルで一休みして電話すると所長 G. Böhnecke が G. Tomozak（波）を迎え車で案内によこされた。W. Horm（潮汐），F. Nusser（海氷，気候），H. Weidemann（海況），海洋部長の J. Joseph（濁度，拡散），E. Goedecke（水温相関）等の研究室をめぐる。まことにりっぱな充実した研究所であり，活気にみちたドイツ魂にふれることができた。"Anton Dohrn"，"Gauss" の2隻の観測船で 1958 年冬夏ガルフストリームを米国側～アイスランド横断ジグザグ観測成果をスライドでみせてくれ，冬夏で潮境の移動を説明された。私の講演は1時間，所長外大へん興味をもち質問続出。

（2） Inst. f. Meereskunde, Humburg Univ.

W. Hansen 教授所長にあう。まだ店開き間もなく，私邸改造で陳容も整っていない。岩田氏（水路部）のおられた所。気象のシュミッツ博士におくられ駅へ。

（3） Institut für Meereskunde, Kiel Univ.

所長は G. Wüst 引退し，G. Dietrich 教授（海洋誌，Allgemeine Meereskunde の大著につぎ，やさしい教科書 Ozeanographie を出版したばかりのを頂く。暖魚漁場と水温分布の関係も発表），海洋物理は新進気鋭の助教授 W. Krauss（内波），漁業生物学に R. Kändler 教授などがいて，生物学部はモダーンな建物の建増しだ。設備も仲々よく，綜合的海洋研究を推進し，大へん活気がある。Kieler Meeresforschungen を刊行。観測船は "Südfal" だったが新たに "Hermann Wattenberg" 号（80 トン位，大戦中爆死した前々所長名）ができた。見学する。ドイツはこのほか復興成った Helgoland 海洋研究所もあり，所長 Kotthaus や若手の G. Hempel らもいて，皆すすめてくれたが，時間なく，Bremshaven (Kreft), Cuxhaven の水産研究所も行けずスケヂュールの粗漏で残念をとどめた。すばらしい発展中のドイツへもう一度ゆっくり訪ねたい。

6. ノルエー

（1） Oslo 大学

鯨の権威 Johan T. Ruud 教授に学長室で会ったが，親切に手配され，まず Blindern へ行き海産植物，生産力の Braarud 教授にあい教室の方々に紹介され，電子の顕微鏡写真アルバム（Miss, Mrs, 女性多い）拝見，一しょにお茶，サンドイッチを頂く。さすが Gran 以来の伝統は大したもの，海洋物理の J. E. Fjeldstadt 教授にあい，峡湾内波（潮汐的周期で水温塩分とも 25, 30 m に著しい）の観測と理論値がよく合うと楽しそうに話され，大きな別刷を頂く。実に風格のある学者である。動物学研究所へ行き，Age Jonsgård（鯨研究）に案内されて Ruud 教授のコレクション鯨ヒゲ3万点（南氷洋鯨年令しらべ）など見せられたのは印象に残る。百年以上もたつた古い建物だが工作室に歴史的な工作機械がまだ動いていたのには驚いた。

Ruud 教授は夕方車でヴァイキング船，フラム号，コンチキ号博物館に案内された上，自宅で純ノルエー風の晩さんに招いて下さつた。大村秀雄博士（鯨研究所長）の余徳もあつただろう。サンデフィヨルドの鯨博物館へは行けなかつたが，後から 711 頁もある「近世捕鯨史　第1巻（1864～1905）の分」の豪華本を頂いた。美しい黄葉のフィヨルドと共に忘れられない印象的な学者である。

（2） Bergen 大学，Geofysisk Institut.

H. Mosby 教授訪，所内の工作室や海洋学実験室をみ，男女学生による流速計，転倒温度計等の検定を見学。午後講演1時間。聴衆に水産研究所 Devold（ニシン）氏も来ていて，水研へ案内をうけ，Dr. Eggvin（海況）が新築中の十階建の水研と隣りの水族館へ案内。ニシン魚群回游をノルエー北方遠くから魚探機で追跡し，速報，ノルエー，ソ連，デンマークの共同観測で海洋図をつくり，北極前線（潮境）を出して中心漁場を漁業者に教えているのは御自慢の成果であつた。

7. スエーデン

Göteborg の国立海洋研究所 (大学所属), この中に水産研究所からの海洋学者 A. SVANSSON もいた。所長は hydrostatic core sampler を発明した B. KULLENBERG, 濁度など海洋光学の JERLOV もいる。ここの工作室は優秀で H. PETTERSSON の写真フィルム自記流速計もここでつくられた。Hans Pettersson は Bornö 小研究所 (自宅) で隠居, 長距離電話したら, 「寄るひまがないとは残念だ。日本の方々によろしく」といわれた。

北大の福田さんが滞在中で所内と海事博物館へも案内下さつた。海国日本にこれに比敵するものがないとは残念だ。

8. デンマーク

(1) コペンハーゲン郊外の Charlottenberg-slot にデンマーク国水産研究所があり, その中に国際海洋探究会議 (ICES) 事務局が 1/3 を間借りしている。水族館, 漁業博物館も近くにあり, なかなかりつぱである。のぞいたら館長みずから案内し, 日本の標本を特に説明した。10 月 1～3 日 IGY 報告会にゲストして出席。新しい成果が大へん有益だつた。ベルゲン大学地球物理研の観測船ヘラン・ハンゼン号(186 トン)を見学した。小粒だが施設は自記流速計など仲々よい。

5～10 日 ICES 会議に出る。サバ型魚分科会で日本の黒マグロ漁況変動を話し, 議長の求めにより書いて提出。J. SMED と海況の長期変動を熱心に討論。本会議は日本海洋調査のはじまりと深い因縁がある。

綜観海洋図を今タラ, ニシン好漁場中心である遠北水域を主として作成の協議があり, 表層水温塩分平年図作成, 海洋観測データのパンチング機械化 (IBM における), データ配布打合, 塩検標準方法 (サリノメーターへ) 小委員会, アイスランド～フェロー海嶺をこえて来る亜寒帯深層水系の水量推算 (J.B. TAIT ら水理分科会)。

バルト海海洋調査調整, 1957～58 年 IGY 成果特別部会, 1960 年観測準備計画打合, 長期観測計画, 北海まん中に観測塔建設, 海洋化学測定単位についての国際会議への報告案 (COOPER, Cox ら) 等が次々披露された。

あまり会議ばらず分科会で和かに充分発表と検討が行われるさまはさすが 60 年の年季のはいつた会議と感心させられた。1960 年モスコー開催をソ連提議し, 拍手で迎えられた。

ソ連は大へん積極的にニューヨーク海洋学会議などに臨んでいるさまがうかがえた。欧洲は設備としては米国よりも一般には落ちるところが多いが, 人材の点では飛びぬけて傑出した人が少数でもあちこちにいて, やはり伝統の底力が感ぜられた。研究所はやはり人が第一, 物は次であろう。

私は 1958 年 8 月北太平洋大圏コースを船でわたり, 1959 年 8 月 BOAC でラブラドルの流氷をみ, 同年 10 月 12 日白夜の北極大氷原をながめて SAS でかえつた。

録　　事

1. 日本海洋学会昭和 35 年度年会および総会

昭和 35 年4月8～10日，東大理学部2号館講堂で年会および総会が開かれた。

（1） 研究発表その他

4月8日〔午前〕寺田一彦大会委員長挨拶（1～6，座長速水頌一郎）

1. 親潮下層の深層流について，増沢譲太郎（気象庁） 2. 黒潮上流軸北限の変動について，川合英夫（東北水研）。 3. 日本近海における湧昇流について，阿部成雄（防衛大）。 4. 本州南岸沖の冷水塊について，斎藤行正（大阪市大）。 5. 黒潮短期変動調査結果について，吉田昭三（水路部）。6. 四国沖の低温域について，森安茂雄（神戸海気）。

11 時より，総会（議長，菅原　健），会長挨拶，事業および会計報告，予算案の審議，20 周年記念事業計画案の審議（別項詳記）。

〔午後〕（7～13，座長　森安茂雄） 7. 1958年，1959年の海鷹丸による海洋観測（日本南海および濠州東方海域）の成果について，石野　誠（東水大）。8. 西部赤道太平洋における水塊とその混合状態について，茶円正明（鹿児島大）。 9. コラル海における環流について，高橋淳雄（鹿児島大）。 10. 東北海区において黒潮前線から分離した暖水塊の北上経路，木村喜之助（東北水研）。 11. 秋季東北海区における黒潮勢力の増強について．木村喜之助（東北水研）。 12. 滲透圧環境による魚群行動に関する仮説，坂本市太郎（三重大）。 13. 北太平洋亜寒帯中層流について，宇田道隆（東水大）。

（14～20。座長　高橋淳雄） 14. 表面水温について（Ⅲ）（気象におよぼす影響について），小長俊二（神戸海気）。 15. 北太平洋の風の応力の経年変化，南日俊夫（気象研）。16. 湧昇流の力学的研究，日高孝次（東大）。 17. 鉛直混合係数の計算，日高孝次・桃井高夫（東大）。 18. 海洋中の乱流逸散エネルギーについて，　井上栄一（農技研）。19. 二層の海で水平発散のある場合の shearing instability について，彦坂繁雄（水路部）。 20. 北太平洋の音速場と海洋の性状（第一報），大内正夫（京都学芸大）。

4月9日〔午前〕（21～25　座長　川合英夫） 21. 海水または湖水内に沈められた小板面の散乱光による照度，向井正幸（信州大）。 22. 水中光の角度分布，福田雅明（北大），JERLOV，N.G.（ゲーテボルグ海研）。23. 水中における昼光の角度分布について（第4報），佐々木忠義（東水大，理研）・渡辺精一・大柴五八郎・岡見登（理研）。 24. 新濁度計の製作とその予備的観測，井上直一・西沢　敏（北大）。 25. 多筒採水器について，赤松英雄（気象研）。

（26～30　座長　田畑忠司） 26. BT記録の履歴現象について，安井　正・佐原　勉（気象庁）。 27. 海氷の漂流速度測定値より海流と風による漂流速度とを求める方法，渡辺貫太郎（函館海気）。 28. 航空機による海氷観測に使用している広範囲写真測量法の精度の限界について，渡辺貫太郎（函館海気）。 29. 海陸の水準基準について，関　重雄（気象庁）。 30. 串本および浦神における平均海水面変化ならびにその差について，山口生知

〔午後〕 13 時～14 時（座長　山口生知）　特別講演　ガラパゴス海洋調査談，新野　弘（東水大）

（31～35　座長　大内正夫） 31. 本州沿岸の水位の変動，岩田憲幸（水路部）。32. 水面に発生する drift current と ripples の発達について，富永政英（東京学芸大）。 33. 前浜を含む浅海における砂の平衡について，永田　豊（東大）。34. 地震のない津浪（Ⅲ），三好　寿（東水大）。 35. 質量欠損の年変化について，福尾義昭（京大）。

（16～41　座長　渡辺貫太郎） 36. 伊勢湾台風による高潮の理論的計算，宮崎正衛（気象庁）・宇野木早苗（気象研）・上野武夫（気象庁）。37. 波立つ潮目について，黒田隆哉（東北水研）。 38. 東北海区におけるスリックの出現状況，黒田隆哉（東北水研）。 39. 沿岸結氷の弾性的性質およびその破壊強度について，田畑忠司（北大）。 40. 海面における気泡の破裂による海水滴の生成について（第4報）風洞水槽による実験，鳥羽良明（京大）。 41. 地球磁場，海潮流内電場，GEK，寺本俊彦（東大）。

4月10日〔午前〕（42～47　座長　辻田時美） 42. プランクトンネットの沪過水量におよぼすプランクトン，その他の影響について，朝岡　治（気象庁）・大和田　守（函館海気）。 43. 自動プランクトン採集機の試作，山路　勇（京大）。 44. 本州東方海域における毛顎類の分布について，鬼頭正隆（気象庁）。 45. 日本東方海における珪藻 *Eucampia Zoodicus* の分布，丸茂隆三・朝岡　治（気象庁）。 46. 凌風丸による第2次深海調査（JEDS-2）において採集された *Euphausiacea* について，小牧勇蔵（東大）。47. カリブ海東部の浮游珪藻，高野秀昭（東海水研）。

（48～52　座長　坂本市太郎） 48. 西日本近海，東海黄海の表層流と，イワシ，アジ，サバ資源の補充機構について，辻田時美（西海水研）。 49. 茨城県東海村沖の底質。50. 凌風丸による日本海溝調査（1959 年）一主として地質学の立場より，奈須紀幸・飯島　東・加賀美英雄（東大）・小林和夫（東教大）・佐藤任弘（水路部）・新野　弘（東水大）・坂本峻雄（東大）。 51. 南極海底の5500 年前の堆積物，内尾高保（東大）。52. 日本海溝から採集した深海堆積物中のアミノ酸について，星野通平（経済企画庁）。

〔午後〕（53～58　座長　猿橋勝子） 53. 三宅，猿橋型全炭酸測定法の改良，菅原　健・大森貞之（名大）。 54. 炭酸ガスの水への溶入速度について，三宅泰雄（東教大，気象研）・浜田　彬（東教大）。55. 炭酸ガスの溶入係数の測定，杉浦吉雄（気象研）・D.W. Hood（テキサス大）。 56. 海水と空気との間の炭酸ガスの交換速度について（Ⅰ），半谷高久・石渡良志（都立大）。57. 小型ポータブル溶在酸素測定器の試作，半谷高久（都立大）・中島京子（資源研）・杉崎忠太郎（杉山電機）。58. 海水の有機酸，小山忠四郎（名大）。

(59～62 座長 杉浦吉雄) 59. 太平洋北西海域の燐の分布について，故川本彊雄・松村 要・吉村広三 (気象庁)・山本克己 (舞鶴海気)。60. オホーツク海南部夏期の溶在酸素燐酸塩について，大久保 勲 (函館海気)。61. 東支那海における M_0 の分布について，菅原 健 (名大)・岡部史郎 (福岡学芸大)。62. 1959 年における黒潮の Sr^{90}, Cs^{137} および Ce^{144} について，日向野良治・塩崎 愈・藤間義人 (水路部)。

(2) シンポジューム

○水産生物環境シンポジューム (日本海洋学会，日本水産学会共催)

主題 黒潮縁辺の冷水塊 4月7日 9時～12時30分 於 東海区水産研究所第一会議室，講演 1. 大正11年から昭和34年までの冷水塊の出現状況，吉田昭三 (水路部)。 2. 本州南海の冷水塊，福岡二郎 (気象研)。 3. 冷水塊生成の物理機構，南日俊夫 (気象研)。4. 主として生物学的調査に基く冷水塊 (漁業関係を含む)，中井甚二郎 (東海水研)。 5. 東北海区の黒潮流周辺に発生する冷水塊，暖水塊の性状。 6. 冷水塊に関する一般報告 (漁業関係を含む)， 宇田道隆 (東京水産大学)。

○プランクトンシンポジューム (日本プランクトン研究連絡会主催)

主題 深海プランクトン 4月7日 13時30分～17時 於 東海区水産研究所

(3) 恒例の懇親会は4月9日午後6時より東大内好仁会で盛大に行なわれた。出席者 60 名。

(4) 総 会

4月8日の総会は出席者 76 名，委任状 22 名で成立した。議長には菅原健氏が選出された。

○庶務報告 3月31日現在会員数 475 名。

○昭和34年収支決算，昭和35年予算案が下記の通り承認された。

(a) 日本海洋学会昭和34年度収支決算 (単位:円)

収入		支出	
前年度繰越	224,987	会誌印刷費 (15巻1～3号 3冊分)	322,190
会費	310,294	指針・常用表印刷経費	146,800
指針売上	107,614	文具費	35,445
常用表売上	29,920	大会費	33,475
会誌売上	47,300	送料及び通信費	46,023
広告代	84,000	人件費	82,000
利子	5,184	編集費	6,000
刊行助成金	120,000	雑費	2,530
Oceanographic Instrumentation 立替分	4,046	交通費	1,435
		地物連合分担金	1,000
計	933,345	計	676,898
次年度繰越金	256,447		

(b) 日本海洋学会昭和35年度予算 (単位:円)

収入		支出	
前年度繰越	256,447	会誌印刷費 (5冊分)	500,000
会費	290,000	編集費	8,000
指針売上	48,000	大会費	35,000
会誌売上	40,000	人件費	91,000
広告代	112,000	送料及び通信費	55,000
刊行助成金	120,000	文具費	8,000
雑収入	5,000	交通費	3,000
		地物連合分担金	1,000
		図書整備費	40,000
		雑費	10,000
		予備費	120,447
計	871,447	計	871,447

○新評議員は下記のとおり決定した (アイウエオ順)。北海道地区 杉浦次郎，福富孝治，元田 茂，安井善一。東北地区 木村喜之助，松平近義。関東地区 岩宮政雄，中野猿人，宮崎道夫，東京地区，宇田道隆，宇野木早苗，佐々木忠義，須田皖次，竹内能忠，寺田一彦，南日俊夫，新野 弘，半沢正男，日高孝次，平野敏行，福岡二郎，増沢譲太郎，松江吉行，丸茂隆三，三宅泰雄，吉田耕造。東海地区 上野福三，菅原健。関西地区 石橋雅義，斎藤行正，花岡 資，速水頌一郎，菱田耕造，松平康雄，森安茂雄。北陸山陰地区 下村敏正。九州地区 川上喜代四，小泉政美，辻田時美，藤井正之

○昭和36年には日本海洋学会創立20周年に当るので，その記念事業としてつぎの行事を行なうことに決つた。記念出版物，功労者の表彰，記念大会の挙行，海洋映画の作製，なお記念事業準備委員会を評議会でつくることが決議された。

2. 月例会

(1) 5月例会 (5月10日，於気象庁)

爆発による津波の発生 (II) 三好 寿 (東水大)

3. 評議員会議事録

(1) 4月評議員会 (4月8日，於東大)

出席者 (順不同) 寺田一彦，宇田道隆，辻田時美，平野敏行，松江吉行，中野猿人，佐々木忠義，斎藤行正，安井善一，丸茂隆三，南日俊夫，木村喜之助，上野福三，増沢譲太郎，宇野木早苗，森安茂雄，三宅泰雄，日高孝次，速水頌一郎，福岡二郎。

○報告および決定事項

(a) 事務分担の件

つぎの通り決定した (○印は委員長)

会計監査 ○中野猿人，菅原 健

編 集 ○宇田道隆，石野 誠 (委員)， 杉浦吉雄 (委員)，南日俊夫，新野 弘，松江吉行，吉田耕造

会 計 ○宇野木早苗，福岡二郎

庶 務

文書連絡事務局の監督 吉田耕造

会合，議事 ○丸茂隆三，高野健三(委員)，半沢正男

企 画 ○竹内能忠，佐々木忠義，須田皖次，増沢

譲太郎
渉　外（国外との連絡）　○日高孝次，三宅泰雄
国内学会との連絡　○寺田一彦，半沢正男
選挙事務，学会名簿関係　○佐々木忠義，宮崎道夫
学会図書　○平野敏行，岩宮政雄

（b）日本海洋学会 20 周年記念事業の件
各地区に委員会を置くことになつた。委員はつぎの通り。
北　海　道―元田　茂
東　　北―木村喜之助
東　　海―青原　健
関　　西―速水頌一郎，松平康雄，花岡　資
北陸・山陰―下村敏正
九　　州―辻田時美
関　　東―中野猿人
東　　京―寺田一彦（委員長），企画全員，三宅泰雄，日高孝次，宇田道隆，小野弘平，松江吉行，中井甚二郎，末広恭雄，新野　弘，半沢正男

（c）秋季大会の件
場所は福山市，開催日は 11 月 7，8，9 日

（d）朝日科学奨励金の件
高橋竜太郎氏の「津浪の研究」を推薦する。

（e）海洋総合研究所の件
現在は事態が後ろどりした形。ある大学に付置するということは，これから難しい。具体的な手を考えねばならない。

（f）新入会員（順不同）
川村輝良（北大水産学部），箕田　嵩（北大水産学部），藤井一朗（三重県水試），松田　皎（京大農学部），安達六郎（佐藤養殖場），河田和光（水産庁），鎌谷明善（東北大農学部）

（g）退会会員
大滝侃市（新潟県立能生水産高等学校）
山田栄次（愛知県蒲郡市三谷町九舗 66-3）

（2）5月評議員会（5月 21 日，於東大）
出席者（順不同）日高孝次，宇野木早苗，福岡二郎，吉田耕造，松江吉行，竹内能忠，平野敏行，中野猿人，三宅泰雄，佐々木忠義，岩宮政雄，南日俊夫（福岡に委任），石野　誠（宇田代理）

○報告および決定事項
（a）評議員承認の件（吉田幹事報告）
全評議員承認

（b）海洋総合研究所の件（日高会長）
7日に 16 人委員会，9日には小委員会が開かれ，東大内の動きを見ることとなつた。13 日の全体協議会では，特に講座内容が不明瞭だとの意見が強く，今後講座間の関連性等をはつきりさせるために努力することとなつた。18 日の東大理学部教授会では，東大に付置するということには，積極的な反対はなく，了解された。30日には講座内容につきさらに討議することとなつた。

（c）会長，副会長の件（佐々木幹事報告）
総投票数 28

会　長	当選	日高孝次	20 票
	次点	宇田道隆	3
副会長	当選	速水頌一郎	13
	当選	宇田道隆	12
	次点	三宅泰雄	7

（d）地球物理学連合総会および懇親会の件（吉田幹事報告―半沢幹事代理）
日時　5月 24 日 18 時 30 分～
場所　日高孝次氏邸
会費　400 円

（e）南極シンポジアムの件（吉田幹事報告―半沢幹事代理）
開期　5月 30 日～6月3日
場所　国立科学博物館講堂

（f）地物連合分担金の件（吉田幹事報告―半沢幹事代理）
昭和 35 年度分 1,000 円納入済

（g）高等学校地学教育の件（吉田幹事―半沢幹事代理）
地学教育懇談会（東京地学協会内より）地物連合当番学会（測地学会）を通じて“教育課程審議会の答申では，「地学」が一応独立科目と認められたが，実施面において，有名無実になる可能性があるため，関係学会の連名で，文部省に要望書を提出する。そのため要望書に捺印するように”との依頼があり，この捺印の可否について討議した結果，学会としては，「地学の独立」という趣旨には賛成であるため，要望書に捺印する旨連合連絡幹事に回答することになつた。

（h）創立 20 周年記念事業の件
増沢幹事より，論文集発刊の件が提出されたが，準備委員会で案をだすこととなつた。

（i）交換図書の件（平野幹事）
ソ連科学アカデミイー図書館より図書交換の依頼があり，会誌 16 巻1号より2部送付することとした。

（j）文部省刊行助成金の件（宇野木幹事報告）
前年度（34 年度）助成金は 120,000 円に確定。

（k）新入会員（順不同）
飯田　努（舞鶴海気），　柏田研一（鹿児島大水産学部），酒井勝郎（島根大文理学部，杉村行勇（都立大）

（l）例会の件
三宅幹事より例会のあり方につき，再検討してはどうかとの発言があり，この件については，会合委員，福岡幹事が案をねり，7月の評議員会に案を提出することとなつた。

海中における光の生物学的，物理学的諸相についてのシンポジウム

カリフォルニア大学スクリップス海洋研究所の Visibility Laboratory の J. E. Tyler 氏より 1960 年6月20日付日本海洋学会長宛の書かんで，

1961 年8月ハワイ大学において第 10 回 Pacific Science Congress が開催されるに当り，“The Biological and Physical Aspects of Light in the Sea” というシンポジウムが行なわれる。この会議の開催と，それへの出席を意図の科学者に知らせ，勧誘してくれるようお願いする。同シンポジウムに論文を提出されたい向は論文の題目をできるだけはやく提出されたい。

ことを申越してきましたので会員各位にお知らせします。通知先は

Dr. J. E. Tyler, Research Physicist Visibility Laboratory. Scripps Institution of Oceanography, San Diego 52, Calif, U.S.A.

学会事務局電話番号変更のお知らせ

大学内の事情により学会事務局の電話番号が下記のように変更されましたので御知らせ致します。

〔東京大学・内線 6469（海洋研究室）呼出〕

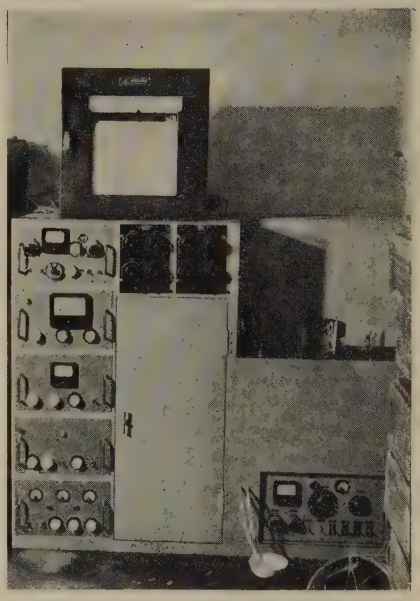
R.I.S.

RIGO-SALINOMETER

気象庁御指導　特許出願中

海水の電気伝導度を測定して塩分を算出し塩検に代える企は古からあり各所で試作されて来ましたが 1956 年 Woods Hole 海洋研究所で新しい構想のもとに電気伝導度塩分計を完成し次第に英米の塩検はこの装置を使用する方法に変りつつあります。

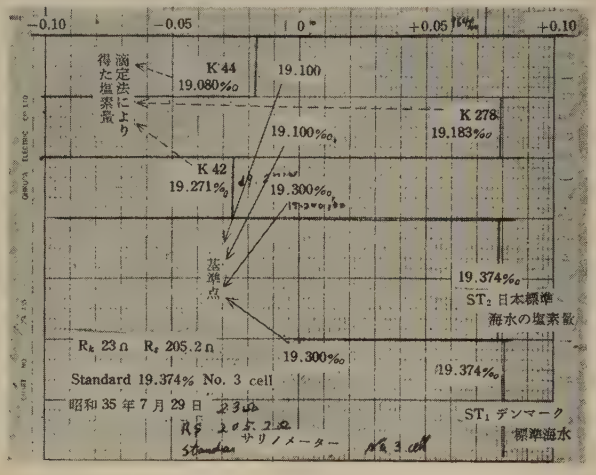
弊社に於きましてもこの度気象庁の御指導により RIGO-SALINOMETER を完成致しました。



（試　作　品）

製品としてはよりコンパクトなものを製作中です。

本装置による測定例



	塩素量	基準点	記　録	サリメーターの読み	補整値	塩素量補整値
ST_1	19.379	19.300	+0.081	19.381	19.379	0.000
ST_2	19.374	19.300	+0.078	19.378	19.376	−0.002
K42	19.271	19.300	−0.026	19.274	19.272	−0.001
K278	19.180	19.100	+0.079	19.179	19.177	+0.003
K44	19.080	19.100	−0.017	19.083	19.081	−0.001

補整値＝サリノメーターの読み＋(標準海水の塩素量−標準海水の読み)

例：K42　　19.271＝19.274＋(19.379−19.381)

＝19.274＋(−2)

基準点はサリノメーターの Cl ダイアルにて求める。

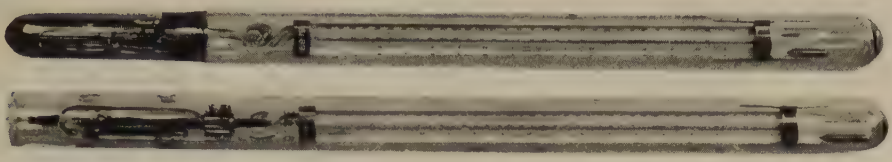
株式会社 **離合社**

本　社　東京都千代田区神田鍛冶町1ノ2　TEL. 神田 (251) 0458, 0773, 1513, 4813, 7407

大阪営業所　大阪市北区北同心町1ノ15　TEL. 堀川 (35) 8019, 7346

工　場　東京——浦和

Reversing Thermometer



DEPTH 10,000 M

Protected
−1～3°C in 0.02 deg.
Unprotected
25～60°C in 0.1 deg.
pressure coeff. $<0.07°C/\frac{kg}{cm^2}$

WATANABE KEIKI MFG. CO., LTD.

114 Higashikata-machi, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan
Cable Address: STWKEIKI Tel. Tokyo (921) 0044, 5954

水路測量と土質調査

Hydrographic Survey and Marine Geological Survey

SANYO Hydrographic Survey Co., LTD.

業務 深浅測量，底質土質調査，国土保全測量調査，海洋資源開発測量調査

防災工事測量調査，マイルポストの測量，航海保安に必要な調査，海底ケーブル沈設測量調査，潮汐，潮流，海流，波浪の観測

一般海洋観測調査，その他一般海事関係の観測調査および関係業務の技術，科学的研究

特色 高性能の精密計測機の整備拡充
元海上保安庁職員をもつて組織する優秀なる我国唯一の技術陣

総代理店(連絡先)は全国的組織網を持つ三井物産 K. K の本，支店出張所

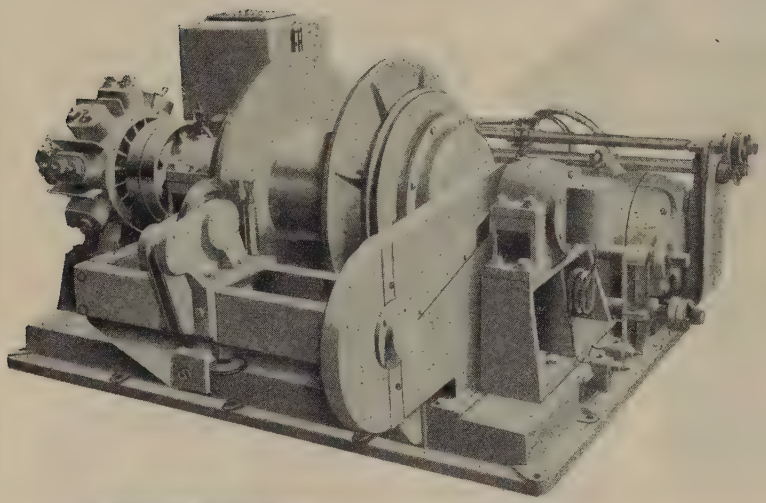
三洋水路測量株式会社
東京都港区芝田村町4丁目4番地
電話 (431) 1355

T.S.K. 株式会社 **鶴 見**

THE TSURUMI SEIKI

No. 1506, TSURUMI, TSURUMI-

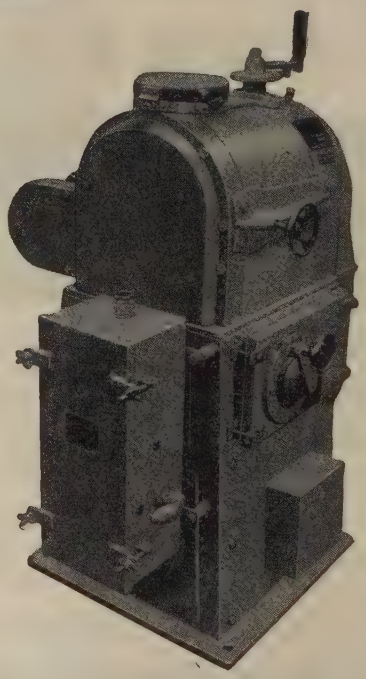
The Synthetic Maker
Instrument and the



T.S.—5 P. 型 全油圧駆動
海洋調査用捲揚機
(遠 隔 操 作)

- ○ ワイヤー，テーパード
  ワイヤー 8000 m
- ○ 遠隔操作方式
- ○ A.C (D.C) 15 馬力

5P 型 捲揚機遠隔操作盤



T.S.—0 型
B.T. 用電動捲揚機

- ○ ワイヤー
  3 m/m 500 m
- ○ D.C (A.C)
  2 馬力

株式会社 **鶴 見 精 機 工 作 所**

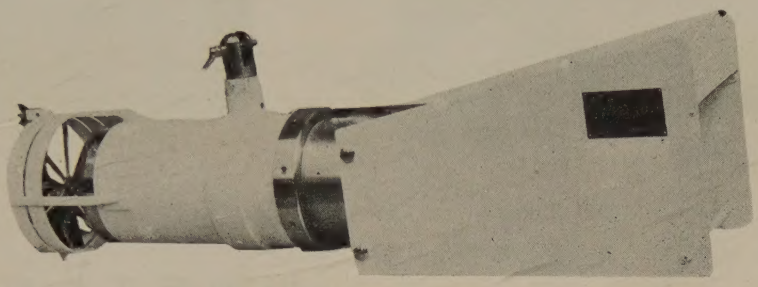
電 話 鶴 見 (5) 2028・6656

精　機　工　作　所

KOSAKUSHO CO., LTD.

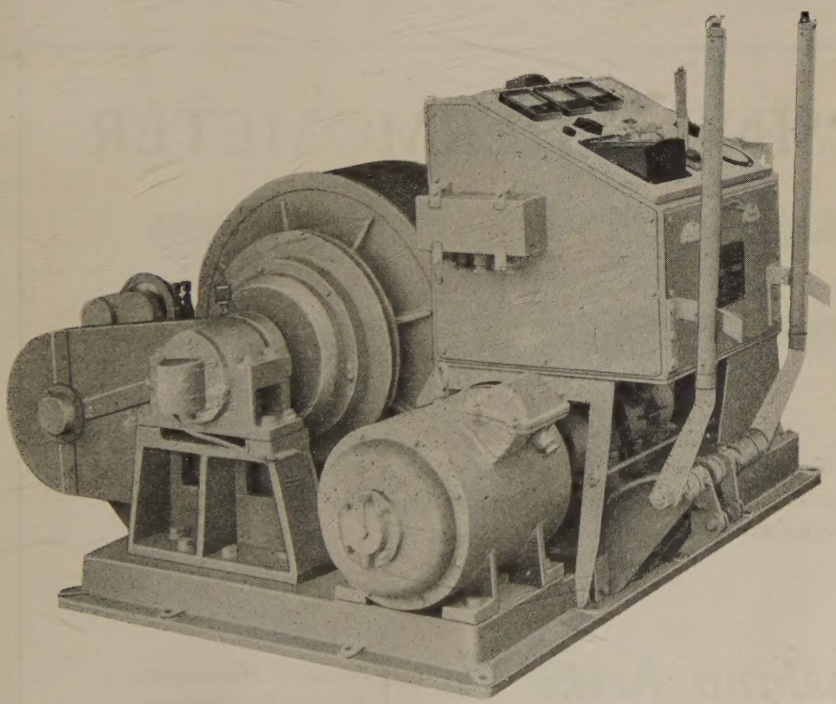
KU, YOKOHAMA, JAPAN

of the Oceanographic
Marine Instruments



T.S. 自記流向流速計 2 型（岩宮式）

- **○ 可測深度** 1000 m
- ○ 記録方法　流向は 4 分毎に**数字印書**　流速は点
- ○ 連続 30 時間以上　○ 電源内臓

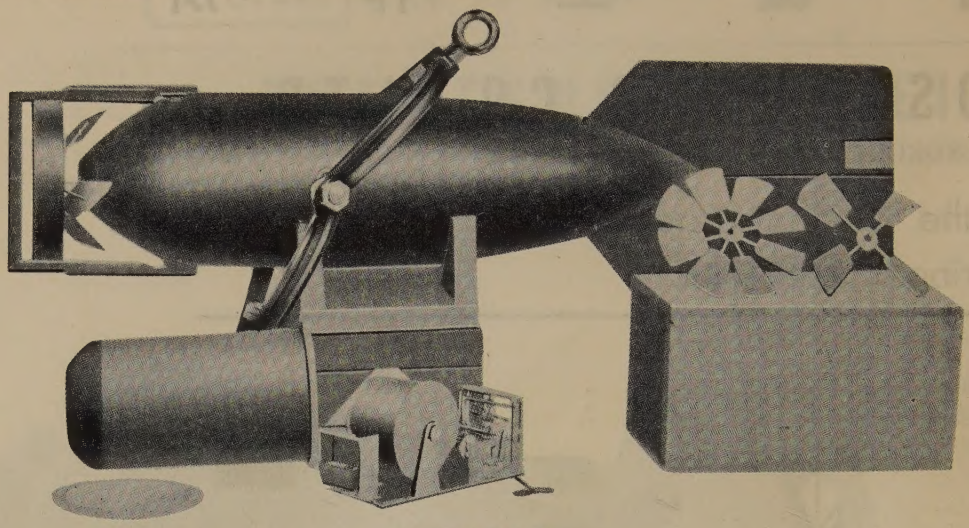


T.S.—4P. 型
全油圧海洋調査用
捲揚機

- ○ ワイヤー 4 m/m
  5000 m
- ○ A.C. (D.C.)
  15 馬力

岩　宮　測　器　研　究　所

所　長　岩　宮　政　雄



（小野式自記流速計）

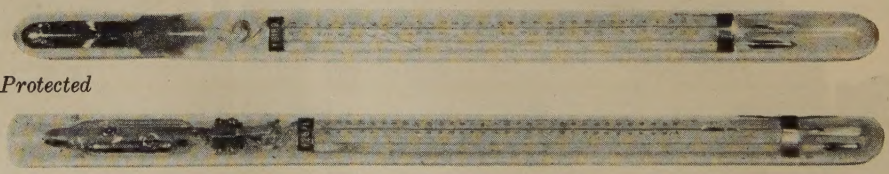
営業品目

小野式自記流速計　自記水位計
土圧計　フース型検潮器
遠隔指示水位計
自記波高計　自記波圧計
階段抵抗式波高計　その他海洋観測諸計器

協和商工株式会社

東京都豊島区椎名町１丁目1804番地
電話 (951) １８５８・８１４７番

REVERSING THERMOMETER



Protected

Unprotected

Patented parallax-free back scale, opal glass back sheath enable precise measurements.
Write for details

KYS *Yoshino Keiki Co.*

1-14, NISHIGAHARA KITA-KU
TOKYO JAPAN

[Standard Thermometer
Precise Thermometer
Mercury Barometer
Hydrometer]

Announcement for foreign members

Beginning from the 1959 fiscal year, namely from April 1, 1959 (Volume 15, No. 1), the annual foreign membership dues of the Oceanographical Society of Japan will be U.S. $ 2.50 (¥ 900).

Please make remittances payable to and send direct to:—

The Oceanographical Society of Japan
c/o Geophysical Institute,
University of Tokyo
Yayoi-cho, Bunkyo-ku
Tokyo, Japan.

Annual dues for foreign members who are now in Japan and wish to receive the Journal at their present addresses in Japan will be ¥ 600.

昭和33年12月の役員会において，昭和 34 年度より日本人会員で目下，外国にあり雑誌を自分が現在いるところに送つてもらいたいものの会費を米貨2ドル50セント（邦貨900円）に改訂することが決められましたので御承知下さい。なお在外日本人で雑誌の留守宅送付を希望する向の会費は在来通り600円です。

昭和 35 年 6 月 15 日 印刷
昭和 35 年 6 月 20 日 発行　日本海洋学会誌　第 16 巻 第 2 号

定価 ¥ 200　送料 ¥ 20

編集者　宇田道隆

発行者　日本海洋学会
東京大学理学部地球物理学教室内
東京都文京区弥生町
振替番号：東京 173123

印刷所　株式会社 国際文献印刷社
東京都新宿区山吹町184

JOURNAL OF THE OCEANOGRAPHICAL SOCIETY OF JAPAN

BOARD OF EDITORS

Editor-in-Chief	Michitaka UDA	Tokyo University of Fisheries
Assistant Editors	Yoshio SUGIURA	Meteorological Research Institute
	Tosio NAN'NITI	Meteorological Research Institute
	Hiroshi NIINO	Tokyo University of Fisheries
	Yoshiyuki MATSUE	University of Tokyo
	Kozo YOSHIDA	University of Tokyo
	Makoto ISHINO	Tokyo University of Fisheries

* * *

The JOURNAL OF THE OCEANOGRAPHICAL SOCIETY OF JAPAN is a medium for the publication of original paper in oceanography and closely allied fields. It is published quarterly by the Oceanographical Society of Japan. The annual dues for the types of membership available in the Society are: Domestic Member ¥600, Oversea Member $2.50 (¥900), and Sustaining Member ¥5000. The subscription price of the Journal is ¥800 per year to nonmembers. Foreign subscription carry an additional charge for postage $1.00 (or equivalent amount in Japanese currency according to the prevailing official rate of exchange).

Subscribers are requested to make remittance payable to the Oceanographical Society of Japan. Subscription orders, claims for missing numbers, change of address, and other business correspondence should be addressed to the Oceanographical Society of Japan, c/o Geophysical Institute, University of Tokyo, Yayoi-cho, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan.

* * *

Information for contributors

1. Authors must be, in principle, members of the Oceanographical Society of Japan, but there is no objection if co-authors are non-members.
2. The date of receipt of a manuscript is when the editorial board receives it. The manuscript should be one which has been read at an open meeting and has not been printed elsewhere. The reading of the manuscript at an annual or a monthly meeting of the Oceanographical Society of Japan is desirable. The manuscript should be provided with the date, the name and the place of the meeting at which it was read. Every manuscript should be sent *directly* to **the Oceanographical Society of Japan, c/o Geophysical Institute, the University of Tokyo; Yayoi-cho, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan.**
3. All contributions to the Journal should be written in Japanese or in occidental languages. In the latter case, English language is desirable.
4. The manuscript must be clear and brief, and its length should not exceed **10** pages when printed in the Journal. This nearly corresponds to 25 double-spaced typewritten pages including figures and tables. The author is requested to pay page charges ($5.00 per page) necessary for printing the **exceeded** pages. All manuscripts should be prepared with special attention to following articles.
   (a) All manuscripts should be typewritten with double-space.
   (b) Title, author's name and affiliation are required at the beginning of each manuscript.
   (c) Each figure must be drawn in black ink or Indian ink for direct photographic reproduction. The original drawing, particularly characters and symbols for the lettering of illustrations, should be large enough to remain clearly legible when reduced.
   (d) Figures and tables should be confined to necessary ones. The author might be requested to pay charges necessary for printing them when they are particular or exceed 8 sheets.
   (e) Each figure and table must be provided with an adequate legend.
   (f) Mathematical formulae in the manuscript should be written clearly with a wide space above and below each character.
   (g) References should be grouped at the end of the paper and arranged alphabetically by authors' name.
   (h) The form and style of each article should be referred to the Journal subsequent to volume 12.
5. The editorial board of the Journal might revise or request the author to revise the submitted manuscript. A manuscript which is against the above mentioned articles will not be accepted. The author must read, in principle, the galley proof.
5. The author (or authors) of each article will receive a total of 50 *free* reprints (with covers). Additional reprints with or without covers may be ordered by authors when galley proofs are returned at the cost of printing (including postage).
7. The closing days of manuscripts and the days of publication of each number of the Journal are as follows:

No. 1	Jan. 31	Mar. 31
No. 2	Apr. 30	Jun. 30
No. 3	Jul. 31	Sep. 30
No. 4	Oct. 31	Dec. 31